

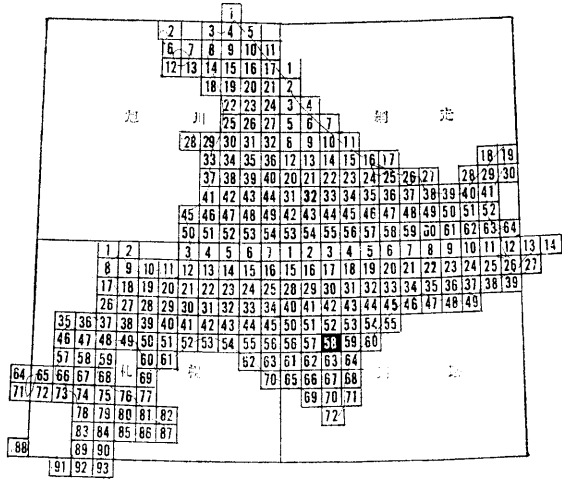
5万分の1地質図幅
説 明 書

上 札 内

(釧路一第58号)

北海道立地下資源調査所

昭和54年6月



この地質図幅は、北海道総合開発の一環として、北海道開発庁の委託により実施したものを、北海道においてとりまとめたものである。

昭和54年6月

北 海 道

5万分の1地質図幅
説 明 書

上 札 内

(釧路—第58号)

北海道技術吏員 松 下 勝 秀
同 嘱 託 小 坂 利 幸
" 紺 谷 吉 弘
" 宮 坂 省 吾

北海道立地下資源調査所

昭和54年6月

目 次

はしがき	1
I 位置および交通	2
II 地 形	2
II・1 地形一般	2
II・2 地形面区分	3
II・2・1 日高山脈東麓に発達する古期扇状地および中位段丘群	6
光地園面	6
幕別扇状地面	6
上更別面Ⅰ	7
朝日面	8
拓北面	8
II・2・2 幕別扇状地南側に発達する新期扇状地および低位段丘群	8
忠類面	9
尾田面	9
石坂面	10
II・2・3 幕別扇状地北側に発達する開析扇状地および低位段丘群	10
上札内Ⅰ面	10
上札内Ⅱa面	10
上札内Ⅱb面	11
II・2・4 古砂丘地形	11
II・2・5 沖積段丘	12
大樹面・中札内面	12
II・2・6 現河床はん濫原	12
III 地質概説	12
IV 堆積岩類	14
IV・1 日高累層群	14
IV・1・1 ヤオロマップ川層	14
下部層(Y ₁)	15
中部層(Y ₂)	16
上部層(Y ₃)	17
IV・1・2 ヤオロマップ川層の砂岩組成の特徴	18
IV・1・3 札内川上流図幅地域の日高累層群との対比	18

IV・2 新第三系	19
IV・2・1 歴舟緑色凝灰岩層 (Rk)	20
IV・2・2 スピナイ層群	20
ペルブネ層 (Pr)	21
日方川層 (Hk)	21
スピナイ層 (Np)	23
IV・2・3 大樹層群	23
尾田村層 (Om)	24
豊似川層 (Tn)	25
大樹層 (Tk)	25
IV・2・4 長流枝内層 (Os)	26
IV・3 第四系	28
IV・3・1 光地園礫層および光地園面堆積物	29
IV・3・2 幕別扇状地礫層および幕別扇状地面堆積物	30
IV・3・3 上更別面Ⅰ堆積物	33
IV・3・4 朝日面堆積物	33
IV・3・5 拓北面堆積物	34
IV・3・6 ビラオトリ層	35
IV・3・7 忠類礫層および上札内Ⅰ礫層	35
IV・3・8 忠類面堆積物および上札内Ⅰ面堆積物	37
IV・3・9 Spfa Ⅰ古砂丘堆積物	37
IV・3・10 尾田面堆積物および上札内Ⅱa面堆積物	38
IV・3・11 石坂面堆積物および上札内Ⅱb面堆積物	39
IV・3・12 沖積段丘堆積物	39
大樹面堆積物・中札内面堆積物	39
IV・3・13 現河床はん濫原堆積物	40
V 火成岩類	40
V・1 玄武岩質岩石	40
V・1・1 歴舟川岩体	40
V・1・2 中ノ川岩体	41
VI 地質構造	41
VI・1 基盤岩類の地質構造 (日高累層群および新第三系)	41
VI・2 第四紀における構造運動と地史	42
VII 応用地質	44
文 献	44
Résumé	48

北海道立地下資源調査所

技術吏員 松 下 勝 秀

嘱 託 小 坂 利 幸^{*}

〃 紺 谷 吉 弘^{**}

〃 宮 坂 省 吾^{***}

は し が き

この図幅は、昭和41年から43年にかけて行った野外調査の結果を基本にして、その後の新しい知見を加えてとりまとめたものである。図幅作成にあたって、地域西半部に分布する日高累層群については、野外調査を松下・紺谷が担当し、とりまとめは紺谷が行った。野外調査に際しては、元北海道技術吏員小山内 熙氏^{****}、元北海道大学理学部木崎甲子郎氏^{*****}、北海道大学教養部中村耕二氏の御協力を得た。日高累層群分布地域の調査・研究は、本調査終了後も紺谷によって続けられ、その結果、日高山脈東側の同層の新しい層序区分を提唱している。この図幅は紺谷（1978）の層序区分によっているので、酒匂ほか（1963）の札内川上流図幅とは地質図がくい違っている。このことについてはあとで詳しくのべる。

地域の東半部に広がる第四系の分布地域については、小坂が担当し、とりまとめを行った。今回説明書をとりまとめるにあたり、1962年以来、十勝平野全域の第四系の調査研究を続けている十勝団体研究会の方々、とくに北海道大学教養部松井 愈氏に多くの御援助と御討論をいただき、さらにその成果を引用させていただいた。

地域中央部の第四系の基盤として分布する新第三系については、宮坂が担当した。

* 北海道立札幌西高等学校

** 北海道大学教養部

*** 明治コンサルタント株式会社

**** ユニオン・コンサルタント、取締役地質部長

***** 琉球大学教養部教授

なお、この図幅および説明書には、図幅調査の成果の他、宮坂個人による研究成果が多く盛り込まれている。

図幅地域に点在する火成岩の顕微鏡観察は、北海道立地下資源調査所鈴木 守氏にお願いした。

以上の各結果を松下が総括した。

ここに図幅および説明書をまとめるにあたり、前記各協力者に深甚なる謝意を表する次第である。

I 位置および交通

この図幅は北緯 $42^{\circ}30'$ ～ $42^{\circ}40'$ 、東経 $143^{\circ}00'$ ～ $143^{\circ}15'$ の範囲を占める地域である。行政的には、地域北西部の岩内川流域が帯広市に、同じく札内川流域が中札内村に、地域中央部から北東にかけては更別村に、地域南部が大樹町に、地域東縁は忠類村にそれぞれ属している。

本図幅地域南部および西部の山岳地帯には集落はまったくなく、わずかに主要河川沿いの低地に村落が点在しているに過ぎない。地域の東部および北部は平坦な台地であるため、そのほとんどが農耕地として活用されている。中札内村上札内、更別村本村、大樹町尾田の各地に、ややまとまった集落がみられる。その他は点在する農家がみられるのみである。

交通は、地域北東部に国鉄広尾線が通り、地域内に更別、上更別の2駅がある。鉄道沿いに国道236号線が通り、図幅中央部を一般道道が上札内―尾田を経て、大樹町で国道に連絡している。その他、更別―尾田、更別―元更別を結ぶ道道があり、台地地域には550m毎の碁盤の目状に町道・農道が発達している。また、岩内川・札内川・歴舟川・中ノ川・スピナイ川の各河川沿いには林道および併用林道が通じている。

II 地 形

II・1 地形一般

図幅地域の地形を大別すると、日高山脈東側の山地地帯、その山麓の丘陵地帯およびその東方に広がる扇状地・段丘群からなる台地地域に区分される。

山地地帯は、本図幅地域の西半部を占め、西から東に向って標高1,000mを越す急峻な山地から急激に高度を減じ、その末端にあたる丘陵地帯では400m前後の標高を

示す。丘陵地帯の稜線上には、しばしば平坦な地形面が発達する。

以上のような地形は、いずれも構成地質や地質構造と密接に関係している。すなわち、急峻な山地地帯には、堅硬な岩石から成る先白亜系の日高累層群が、丘陵地帯には、やや軟質な岩石から成る新第三系が、それぞれ分布している。一方、これらの地形の東方に広がる台地地域は、未固結の第四系堆積物で構成されている。この台地地域は、十勝平野のなかでも、典型的な扇状地地形・段丘地形が観察されるところとして著名である。

河川については、地域のほぼ中央に位置する無願^{むがん}の坂を扇頂とし、東北東に広がる幕別扇状地を分水嶺として、その南と北で河川の流路が異なっている。すなわち幕別扇状地の南側を流れる歴舟川・中ノ川・ヌビナイ川は、山地地帯では、東ないし北東方向に流下しているが、台地地帯に入ると、歴舟川は中ノ川・ヌビナイ川を合流し、南東方向に流路を変えて直接太平洋に注いでいる。これらの河川の上流域は、下刻が盛んで深い河谷を形成しているが、下流域では川幅が広くなり、段丘が発達している。

一方、幕別扇状地の北側を流れる札内川は、北東の流路をとり、途中、岩内川・戸蔭別川^{つたせつ}を合流して、十勝平野の中央部に向けて流下し、帯広市街地付近で十勝川に合流している。札内川の河川勾配はゆるく、その流域は、開けた河谷を示しているが、岩内川では深い峡谷を形成して、下刻作用の激しさを示している。

II・2 地形面区分

図幅地域には、南部十勝^{*}に発達するほとんどすべての地形面が分布しており、これらの地形面は、各地形面の特徴とともに、その地形面を被覆している新旧さまざまな、降下火砕堆積物や古土壌を鍵層にして、次のように区分される。すなわち、幕別扇状地および南部十勝地域は、高位の面より光地園面・幕別扇状地面・上更別面Ⅰ・朝日面・拓北面・忠類面・尾田面・石坂面・大樹面の9つの地形面に区分される（十勝団体研究会、1968）。このうち、光地園面と幕別扇状地面は、古期扇状地の堆積面であり、上更別面Ⅰ^{**}は、その侵食面である。また、忠類面は、新期の扇状地面であ

* 幕別扇状地を境とし、その南を南部十勝、北を中央部十勝と呼ぶ。

** この図幅地域では、上更別面Ⅰは幕別扇状地の南側にのみ分布し、南部十勝に属する地形面のようにみえるが、図幅地域より東～東北方向に同面を追跡すると、中央部十勝地域に広がっている。すなわち同面は幕別扇状地と不離一体の関係で発達していることから、南部十勝と中央部十勝が完全に分離する以前の地形面である。

り、それ以外の各地形面は、歴舟川・中ノ川・ヌビナイ川の各河川流域に発達した河岸段丘である。

一方、幕別扇状地の北側の地域には、古期扇状地より低い地形面のうち、上更別面Ⅰ・朝日面・拓北面に対比される地形面は発達せず、忠類面・尾田面・石坂面・大樹面にそれぞれ対比される上札内Ⅰ面・上札内Ⅱa面・上札内Ⅱb面・中札内面の各面が発達している（第1表）。

第1表 各地形面の対比表

	上豊似図幅 (秋葉ほか, 1975)	上 札 内 図 幅			大正図幅地域 (小坂ほか, 1979)
		幕別扇状地の 南 側	日高山脈東麓 および幕別扇 状地	幕別扇状地の 北 側	
後 期	現河床はん濫原	現河床面		現河床面	はん濫原面
		大樹面		中札内面	中札内面
	石坂面	石坂面		上札内Ⅱb面	上札内Ⅱb面
	尾田面	尾田面		上札内Ⅱa面	上札内Ⅱa面
	忠類面	忠類面		上札内Ⅰ面	上札内Ⅰ面
中 期	拓北面	拓北面	上更別面Ⅰ 幕別扇状地面 光地園面		基松面・上更別面Ⅲ 上伏古面・上更別面Ⅱ
		朝日面		共栄面	
	上更別面Ⅰ			東戸蔦面	
	“幕別”面			光地園面	
	光地園面				

図幅地域に分布する降下火砕堆積物、ローム層および古土壌は、次のような累重関係を示している。すなわち上位から

樽前b降下軽石堆積物 (Ta-b)

ソフトローム

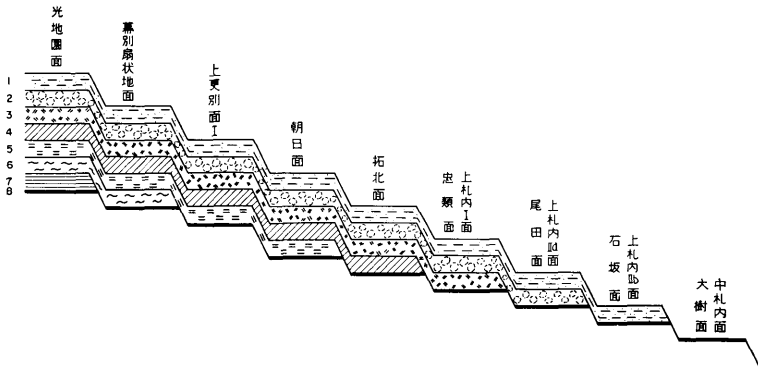
ボール状ローム

恵庭a降下軽石堆積物 (En-a)

支笏降下軽石堆積物 1 (Spfa 1)

支笏降下軽石堆積物 2 (Spfa 2)
 日高降下軽石堆積物 (Hpfa)
 オレンジ降下軽石堆積物 1 (Op-1)
 // 2 (Op-2)
 支笏降下スコリア堆積物 (Ssfa)
 オレンジ降下軽石堆積物 3 (Op-3)
 上札内降下軽石堆積物 (Kpfa)
 拓北チョコ帯
 赤褐色ローム
 古赤色土
 白粘土

これらの堆積物と各地形面との関係を第1図に示した。



第1図 降下火砕堆積物および古土壌と地形面の関係を示す模式断面図

- 1: ソフトローム 2: 恵庭 a 降下軽石およびボール状ローム
 3: 支笏降下軽石 1, 2 および褐色ローム
 4: 降下軽石 Kpfa, Op 1~3, Hpfa, スコリア Ssfa および
 褐色ローム、拓北チョコ帯
 5: 赤褐色ローム 6: 古赤色土 7: 白粘土
 8: ————— 各地形面

* 以下、降下火砕堆積物については、記号を用いることにする。

Ⅱ・2・1 日高山脈東麓に発達する古期扇状地および中位段丘群

本図幅地域の日高山脈東麓に発達する古期扇状地は、高位より光地園面・幕別扇状地面、さらにその侵食面である上更別面Ⅰに、また歴舟川・中ノ川流域に発達する中位段丘群は、高位より朝日面・拓北面に、それぞれ区分される。

光地園面

この面は、図幅地域内に発達する最高位の堆積面で、根本ほか（1933）の紋別丘陵にほぼ相当する。模式的には、この図幅地域の南に隣接する上豊似図幅地域の、大樹町市街地西方約10 kmの旧光地園部落をのせる平坦面をいう（秋葉ほか、1975）。

この模式地では、最高の標高は450 mで、北東方向にゆるく傾斜しながら末端では300 m前後の標高を示す。ここでの光地園面は、必ずしも一連の平坦面ではなく、標高400 m前後を境として上下2段に区分できそうである。しかし、この図幅では上下面を分離せず一つの面として取扱った。この地形面は標高が高く、面をきざむ谷が深く入りこんでいる割には、平滑である。なお図幅地域内では、スビナイ川下流右岸の山麓部にみられる標高300 m前後の平坦面が模式地からの延長部に当たっている。このほか、幸栄地区の標高300 m以上の稜線に分布する面、図幅の北西部に分布する東戸蔦扇状地の扇頂部にあたる平坦面や、岩内川右岸ぞいに小規模に分布する面、元更別地区に分布する標高380 mから300 mにいたる平坦面、さらに幕別扇状地の北縁にそって断続的に分布する面などが、いずれも光地園面に対比される。このように、光地園面は旧光地園部落をのせる模式地を南限とし、それより北ないし北西方向にむけて広がっている。

光地園面の堆積物は、地質の項で詳しく述べるが、扇状地相を示す膨大な厚さのクサリ礫（光地園礫層）から構成され、その上には淡黄灰白色粘土層（白粘土層）をともなうことが多い。この白粘土層は、光地園礫層のクサリ礫の特徴とともに、光地園面を識別する鍵層になっている。

幕別扇状地面

更別村市街地の南西約10 kmの無願^{わがん}の坂を扇頂として、東北東に延びる扇状地を、

* 著しく風化（一種の深層風化）され、スコップでざくざく切れるような状態になった礫を、“くされ礫”、“クサリ礫”などと呼んでいる（十勝団体研究会、1968）。

幕別扇状地面と呼ぶ（十勝団体研究会、1968）。

この面は根本ほか（1933）の幕別開析扇状地、橋本（1954）の幕別面に相当する。

この幕別扇状地面は、扇端部の更別村東十八号線付近では標高が180 m前後にまで低下し、面の傾斜はかなり急である。地表面は開析が進み、起伏の大きい波状地形を呈する。幕別扇状地面の北側には、低位の上札内Ⅱb面が直線状に接する。扇頂付近での両面の比高は30 m前後であるが、扇端部の更別村市街地付近では、その境は不明瞭となる。一方、幕別扇状地面の南側には上更別面Ⅰが接しているが、この両者の比高は、無願の坂付近で15 mと明瞭であるものの、扇端部にむけて比高が小さくなり、両地形面の区別は判然としなくなる。このほか、日高山脈山麓部のヌビナイ川下流右岸の丘陵地の先端部や能美内・幸栄地区には、光地園面を切って発達する標高320 mから280 m前後の小規模な平坦面が分布しているが、これらの面は、幕別扇状地面に対比される河岸段丘面と考えられる。同じような関係が岩内川下流右岸ぞいでも観察される。

幕別扇状地面を構成する礫層（幕別扇状地礫層）は、一部にクサリ礫を含む乱雑な扇状地相を示す礫層である。礫層の上位には、古赤色土が累重しており、これが幕別扇状地面を識別する有効な鍵層となっている。

模式地における幕別扇状地面は、光地園礫層を侵食した札内川と、当時北流して十勝川に注いでいた古歴舟川の合流扇状地堆積物によって埋められた堆積面で、その後、北側を札内川に、南側を歴舟川に侵食されて残存した地形面と推定される。

上更別面Ⅰ

幕別扇状地面の南縁にそって、無願の坂から東方に上更別駅附近まで延びる平坦面を上更別面Ⅰと称し（十勝団体研究会、1968）、根本ほか（1933）の中川扇状地、および今井（1964）の上帯広扇状地の一部にあたる。この面の地表は、日和付近に分布する古砂丘地形を除くと、幕別扇状地面と比べて起伏も小さく平滑で、傾斜もゆるやかである。

上更別面Ⅰは、つねに幕別扇状地面に隣接しながら分布し、無願の坂付近では幕別扇状地面の侵食面であり、上更別駅付近で薄い礫層を堆積しているにすぎない。一方、歴舟川流域の昭徳地区・能美内地区にも、幕別扇状地相当面を切る小規模な平坦面が分布するが、この面は、上更別面Ⅰに対比される河岸段丘面と考えられる。

朝 日 面

忠類村の日和地区に、起伏にとむ標高 170 m の平坦面がわずかに分布しているが、この平坦面を朝日面と呼ぶ（十勝団体研究会、1968）。朝日面は上更別面Ⅰを切り、その比高は 20 m 以上もあって両面の境界は判然としている。この面を、東に隣接する忠類図幅地域に追跡すると、忠類村の朝日地区をのせ、さらに当縁川左岸の標高 110 m から 70 m に低下する帯状の河岸段丘面に連続していく。このことは、南部十勝地域が十勝盆地から分離し、これまで北流していた古歴舟川が、当時、下刻作用を激しくおこなっていた当縁川の争奪によって、東方の太平洋岸にむけて流路を一変したことを推定させる。

朝日面の段丘礫層の上には、固くしまった赤褐色ローム層が分布しており、朝日面はこの赤褐色ローム層をのせるもっとも新しい面である。

拓 北 面

この面は、さきに述べた上更別面Ⅰおよび朝日面の南縁ぞいに、無願^{むがん}の坂付近から東方に延び大樹町の拓北部落をのせる平坦面であり、根本ほか（1933）の第一河岸段丘の一部にあたる。

拓北面から上更別面Ⅰや朝日面への比高は、10 m ～ 30 m もあり、その境界は歴然としている。無願^{むがん}の坂付近での標高は約 240 m で、東方にむけてゆるやかに傾斜し、忠類村西当付近で 140 m の標高を示す。地表面は大きく波うっており起伏にとむ。そのほか、中ノ川左岸の相川地区にも、朝日面を切って拓北面がわずかに分布する。拓北面を忠類図幅地域に追跡すると、朝日面と接しながら当縁川左岸の標高 60 m ～ 90 m の河岸段丘面に連続する。したがって、拓北面も朝日面と同様に、古歴舟川が当縁川に流下していた頃に形成された河岸段丘面と推定される。

拓北面を構成する段丘礫層の上には、拓北チョコ帯と呼ばれるチョコレート色をした埋没土壌（十勝団体研究会、1978）や、Kpfa・Op-3・Ssfa・Op-2・Op-1・Hpfaなどを挟む褐色ローム層をのせており、拓北面は拓北チョコ帯やこれらの降下火砕堆積物をのせるもっとも新しい地形面である。

Ⅱ・2・2 幕別扇状地南側に発達する新期扇状地および低位段丘群

拓北面より低位の地形面は、幕別扇状地を境にして2分され、その南側に発達する地形面は、高位より忠類面・尾田面・石坂面と呼ばれている（十勝団体研究会、

1968)。このうち、忠類面は新期扇状地の堆積面であり、尾田面・石坂面は、歴舟川・中ノ川・ヌビナイ川流域に発達する低位段丘群である。

忠 類 面

忠類面は、尾田部落の東方約2 kmの豊里地区より東ないし南東方向に分布する平坦面で、忠類図幅地域の忠類村市街地をのせる面に連続する。豊里地区での忠類面の標高は140 mほどで、上位の拓北面とは10 mの比高があり、その境界は判然としている。忠類面は古砂丘の波状地形を除けば、開析があまり進んでおらず、起伏の小さい平坦面である。そのほか、昭徳地区・相川地区にも小規模な分布が認められる。

広域的にみると、忠類面の分布はかなり広範囲にわたる。すなわち、日高山脈の山麓部から東ないし南東方向に分布し、その延長は太平洋岸に達している。このような面の広がりや、その堆積物（忠類礫層）の検討から、忠類面は、扇状地の堆積面と考えられる（松井ほか、1973）。

この図幅地域の忠類面には、Spfa 1 や Spfa 2 しか累重せず、Spfa 2 より下位のOp-3・Ssfa・Op-2・Op-1・Hpfa などの降下火砕堆積物をのせていない。しかし、大樹図幅地域の太平洋岸に分布する忠類面や、大樹町相保島付近に分布する忠類面相当面の相保島面（十勝団体研究会、1968）には、Op-3・Ssfa・Op-1 などがのっている。したがって、忠類面をさらに細分することも可能であるが、ここでは一括して忠類面に含めてある。

尾 田 面

歴舟川とボンヤオロマップ川の合流点より歴舟川の左岸ぞいに上位の拓北面・忠類面の南側に接し、大樹町尾田部落をのせて南東方向に延びる面を尾田面と呼ぶ（十勝団体研究会、1968）。尾田面は、起伏のほとんどない傾斜のゆるい平坦面で、拓北面との比高は20 m、忠類面とは7 m～8 mの比高で接する。この面は、歴舟川の河食によって形成された河岸段丘面である。そのほか、中ノ川やヌビナイ川流域にも断続的に分布している。

尾田面を構成する段丘礫層の上には、ボール状のわれ方を特徴とするボール状ロームが発達している。なお、尾田面の形成時代からすれば分布が期待されるEn-aが欠除している。これは、En-aの分布地域が中央部十勝に限られ、南部十勝はその分

布範囲外のためである。

石 坂 面

歴舟川流域に、尾田面より1段低位の河岸段丘面が断続的に分布する。この面を石坂面と呼び、模式的には、大樹図幅地域の歴舟川下流域右岸の下歴舟地区をのせる面をいう。このほか、中ノ川やスビナイ川流域にもわずかに分布し、現河川にそう河岸段丘面を形成している。歴舟川の上流部では、尾田面との比高は大きい、下流部にむけてその境界は判然としなくなる。

石坂面は、ソフトロームをのせるもっとも新しい地形面であることから、更新世最末期の地形面と考えられる。

Ⅱ・2・3 幕別扇状地北側に発達する開析扇状地および低位段丘群

幕別扇状地の北側に発達する地形面は、高位より上札内Ⅰ面・上札内Ⅱa面・上札内Ⅱb面と呼ばれている（十勝団体研究会、1978）。このうち、上札内Ⅱb面は上札内市街地付近を扇頂として、北東方向に広がる扇状地状の地形面であり、また、岩内川流域には3段の低位段丘群の発達が認められ、これらは上札内Ⅰ面・上札内Ⅱa面・上札内Ⅱb面に相当する。

上 札 内 Ⅰ 面

岩内川右岸の岩内地区に、幕別扇状地相当面をけずる小規模な河岸段丘面が発達している。これを上札内Ⅰ面と呼ぶ。本図幅地域では、ここで観察されるにすぎないが、大正・帯広両図幅地域では、美生川一札内川間や札内川一途別川間に広く発達しており、その地表の形態は扇状地状を示している。しかし、その堆積物を検討すると、札内川一途別川間に発達する扇状地礫層（上札内Ⅰ礫層）であり、上札内Ⅰ面はその堆積面であることを示している。しかし、美生川一札内川間の上札内Ⅰ面には上札内Ⅰ礫層が認められず、光地園礫層を削剝した侵食面であることを示している（十勝団体研究会、1978；小坂ほか、1979）。

上札内Ⅰ面は、Spfa Ⅰをのせるもっとも新しい面であることから、南部十勝の忠類面に対比される。

上 札 内 Ⅱa 面

岩内川流域にそって、上札内Ⅰ面より1段低位の河岸段丘面が断続的に分布する。この面を上札内Ⅱa面と呼ぶ。

本面は、En-a やボール状ロームをのせるもっとも新しい面であることから、南部十勝の尾田面に対比される。

上札内Ⅱb面

上札内市街地付近を扇頂として、北東方向に広がる平坦な扇状地状の地形面を、上札内Ⅱb面と呼ぶ。そのほか、岩内川流域に上札内Ⅱa面を切る河岸段丘面がわずかに分布しているが、この面も上札内Ⅱb面に相当する面である。

上記の扇状地状を示す上札内Ⅱb面は、扇頂部付近で270 m前後の標高を示し、北東方向に規則的な同心円状の等高線を示しながらゆるく傾斜し、扇端部に近い東十八号付近では170 mまで低下する。起伏はほとんどなく平滑で、面上にはサラベツ川・サッチャルベツ川などの小河川が発達し、北東方向に流下する。高位面の幕別扇状地面とは、ほぼ直線状に接し、扇頂部での比高は30 m以上もあるが扇端部ではその境は不明瞭となる。

このように上札内Ⅱb面は、地表の形態としては扇状地状であるが、その礫層は、古い礫層である上札内Ⅰ礫層や光地園礫層をおおって、厚いところでも4～5 mにすぎず、扇状地堆積物とは考えられない。したがって、上札内Ⅱb面は、基本的には扇状地の堆積面ではなく、その原型はおそらく古期扇状地礫層の光地園礫層によって形成され、その後、上札内Ⅰ面形成期を経て上札内Ⅱb面形成期に、侵食と若干の堆積をおこないながら平坦化した開析扇状地と推定される。

上札内Ⅱb面は、En-a をのせず、礫層の上に暗褐色砂質のソフトロームと腐植層を直接累重していることから、南部十勝の石坂面に対比できる。

Ⅱ・2・4 古砂丘地形

尾田部落から北東方向に伸びて、上更別駅付近に通ずる上更別面Ⅰ上の道路ぞいや、忠類面上の大和地区付近に小規模な古砂丘が分布している。上更別面Ⅰでは7ヶ所、大和付近では22ヶ所確認され、いずれもSpfa 1の二次堆積物からなる(木村ほか、1972)。平面的な形態は、細長く伸びた帯状ないし紡錘形を示し、平坦面からの比高は3～4 m、長径の長さは50～200 mで、長軸の方向はかならずしも一定していない。

II・2・5 沖積段丘

大 樹 面

歴舟川・中ノ川・ヌビナイ川下流域には石坂面を切る、さらに低位の河岸段丘面が断続的に発達している。この面を大樹面と呼び、模式的には大樹図幅地域の歴舟川右岸の大樹町市街地をのせる面である（松井ほか、1974）。現河床との比高は、数m足らずの低い面で、現河川の流域に小規模に発達するにすぎない。

中 札 内 面

札内川や岩内川流域にも、上札内 II b 面を切る河岸段丘面が分布するが、これを中札内面と呼び、南部十勝の大樹面に対比される。

大樹面・中札内面は、いずれも薄い礫層の上に直接腐植層をのせている。

II・2・6 現河床はん濫原

歴舟川下流および札内川の流域は、川幅も広く河床はん濫原の発達が顕著であるが、その他の河川の流域では、下刻作用が盛んで川幅も狭く、はん濫原の発達が悪い。なお、歴舟川流域で、大樹面より低位の河岸段丘面が1～2段観察されるところもあるが、ここでは河床はん濫原に一括して含めた。

III 地 質 概 説

この図幅地域西半部の山地地帯は、日高累層群で構成され、南東部の丘陵地帯には、新第三系と、それをおおって第四系がそれぞれ分布している。また、中央部から北東部にかけての広大な地域には第四系が発達している。

日高累層群は、日高山脈の中軸に発達する日高変成帯の東西両側に分布しているが、この図幅地域の日高累層群は、変成帯の東側を構成しているものの一部である。

日高変成帯の東側に分布する日高累層群は、かつて根本ほか（1933）によって、“日高古生層”と“広尾中生層”に分けられ、その後、長谷川ほか（1961）は、中軸帯の先エゾ層群を日高累層群として一括することを提唱した。その中で前記、日高古生層を中の川層群に、広尾中生層を神威層群に、それぞれ対比した。中の川層群は、下部の札内川層と、上部のヤオロマップ川層に分けられている（酒匂、1963；秋葉ほか、1975）。この図幅地域には上部のヤオロマップ川層しか分布していない。

第2表 地質総括表

時代	地層名		模式柱状	記号	岩相	その他	
第四紀	現世	汜らん原堆積物		A	礫・砂	↑日高山脈 北部の上昇 ↑日高山脈 中部の上昇 Spfa1古砂丘の形成 新期扇状地の形成 南部十勝の分離 ↑日高山脈 南部の上昇 古期扇状地の形成	
		大樹面・中札内面堆積物		Ta	礫		
	更新世	後期	石坂面・上札内IIb面堆積物		Is		礫・ソフトローム
			尾田面・上札内IIa面堆積物		Od		礫・ボール状ローム・En-a
		中期	忠類面・上札内I面堆積物		Chp		褐色ローム・Spfa1, 2
			忠類礫層		Ch		礫
			上札内I礫層				Hpfa Op-1 Op-2 Ssfa Op-3 Kpfa
			ピラオトリ層		Bi		泥炭・粘土
			拓北面堆積物		Th		礫・拓北チョコ帯
			朝日面堆積物		As		礫・赤褐色ローム
			上更別面I堆積物		Ka		礫・赤褐色ローム
			幕別扇状地面堆積物		Map		古赤色土
			幕別扇状地礫層		Ma		礫
前期	光地園面堆積物		Kop	白粘土			
	光地園礫層		Ko	礫・粘土・シルト・砂			
第三紀	鮮新世	十勝群 長流枝内層		Os	礫・砂・粘土		
		中新世	大樹層		Ta	珪藻質シルト岩	
	豊似川層		Tn	礫岩・砂岩			
	尾田村層		Om	硬質頁岩・砂岩・凝灰岩			
	ヌピナイ層		Np	砂質シルト岩・シルト岩			
	日方川層		Hk	砂岩			
	ペルブネ層		Pr	礫岩・砂岩・炭質シルト岩			
	歴舟緑色凝灰岩層		Pk	緑色凝灰岩 玄武岩質岩石			
	先白亜紀	日高累層群	上部層		Y ₃	板状砂岩・粘板岩	
			中部層		Y ₂	黒色粘板岩・級化互層・チャート・石灰岩・塩基性凝灰岩	
下部層			Y ₁	砂岩・板状砂岩・礫岩・ガラス質凝灰岩			

ヤオロマップ川層は主に砂岩・粘板岩・級化互層などで構成され、中に礫岩・ガラス質凝灰岩および塩基性凝灰岩などの薄層を介している。

新第三系は大別して、下位から歴舟緑色凝灰岩層・スピナイ層群・大樹層群および長流枝内層で構成されている。

歴舟緑色凝灰岩層は、下底に火成岩をともなうグリーン・タフで特徴づけられる。スピナイ層群は、下位から礫岩・砂岩よりなるペルプネ層、砂岩を主とする日方川層、砂質シルト岩で特徴づけられるスピナイ層の3層に分けられる。また、大樹層群は、下位より主として硬質頁岩よりなる尾田村層、礫岩・砂岩の卓越する豊似川層、およびシルト岩よりなる大樹層の3層に分けられる。さらに、台地地域の第四系の下位には、十勝累層群（十勝団体研究会、1978）の上部層である長流枝内層が試錐によって確かめられている。長流枝内層は鮮新世に属すると考えられている地層で、粘土や砂礫で構成され、大樹層の上に直接累重しているようである。

第四系には、各種地形面を構成する砂礫層とピラオトリ層がある。これらのうち、厚い堆積物は光地園礫層・幕別扇状地礫層・忠類礫層および上札内Ⅰ礫層など扇状地を形成した礫層である。ピラオトリ層は、かつて下部更新統と考えられていた地層（橋本ほか、1960）であるが、その後の調査研究で、上部更新統とされている（松井ほか、1973）。この地層は礫・砂・シルト・泥炭などで構成されている。

このほか、平坦地形の地表部には、各種の火砕堆積物や古土壌が分布し、地形面対比の有効な鍵層となっている。

この図幅地域に分布する地質系統は第2表に総括した。

Ⅳ 堆積岩類

Ⅳ・1 日高累層群

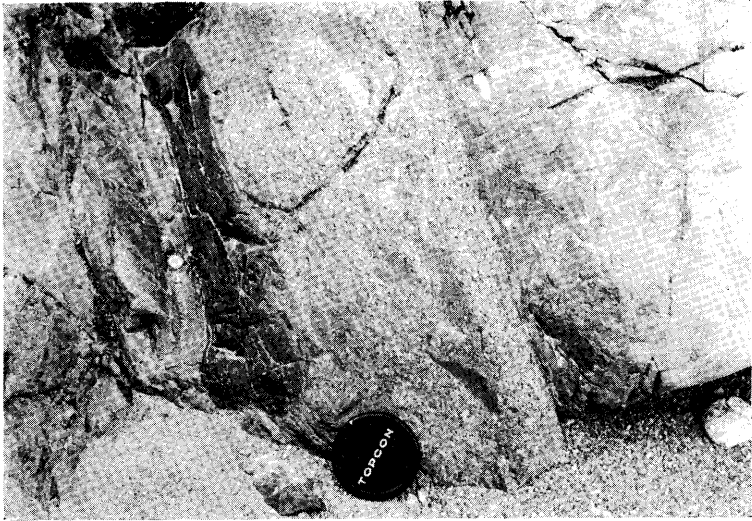
Ⅳ・1・1 ヤオロマップ川層

酒匂ほか（1963）ヤオロマップ川層

秋葉ほか（1975）ヤオロマップ川層

紺谷（1978）ヤオロマップ川層（再定義）

ヤオロマップ川層は岩相により、上・中・下の3部層に分けられる。



第2図 下部層(Y₁)中の粗粒板状砂岩

下 部 層 (Y₁)

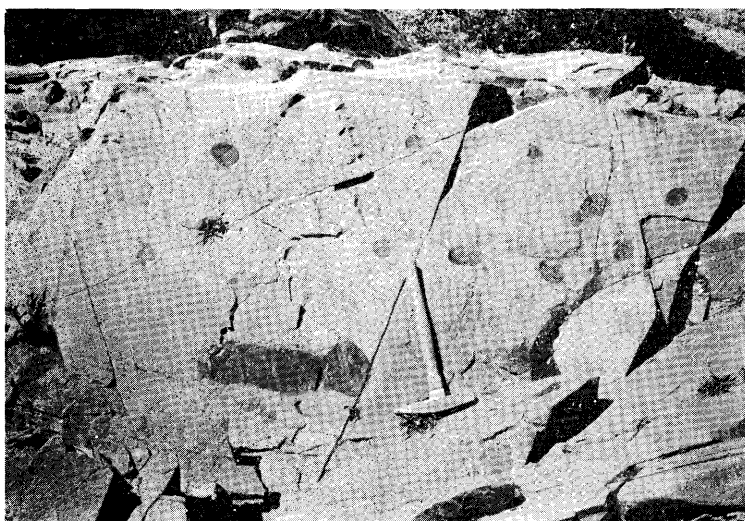
この部層は、歴舟川中流域を模式地とし、ボンヤオロマップ川、岩内川流域に広い分布を示す。そのほか中ノ川・スピナイ川流域にも小範囲に分布する。

下部層は、この図幅地域の最下位の地層で、岩相は淡灰色～灰緑色の粗～中粒砂岩を主体とし、数枚のガラス質凝灰岩・礫岩などを挟在する。この部層の下部には厚さ100～200 mの塊状砂岩が発達しており、間に層厚10～20 m程度の級化互層部を介在する。上部には、中～粗粒の板状砂岩が発達している。この板状砂岩の単層の厚さは、20 cm～1 mである。このなかで40～50 cmの層厚の砂岩が最も頻繁に認められる。板状砂岩は、単層としては一般に塊状を呈するが、なかには明瞭な級化構造を呈するものも認められる。この級化構造は本部層の上部に向かって増加する。

砂岩中に介在するガラス質凝灰岩は、層厚50 cm～10 mで、歴舟川～中ノ川流域に分布している。この凝灰岩は露頭で明色を呈しているので、一般に暗色である砂岩中で容易に識別できる。したがって、この地域の地層対比に有効な鍵層となっている。鏡下では、典型的なビトロクラスティック組織を示し、若干の石英や長石片のほかに、微量の黒雲母片を含んでいる。また、ガラスは一部脱ハリ化している。

歴舟川中流域の粗粒砂岩中に、層厚約3mの礫岩層が認められる。礫の形態は円～亜円で最大径約15cmであり、礫種は大部分が安山岩・砂岩・粘板岩およびチャートで占められている。そのほかに閃緑岩・マイクロクリン花崗岩・玢岩・輝緑岩・流紋岩・溶結凝灰岩などが若干含まれている。

この図幅地域には、この部層の下位層が分布していないので、層厚は確かめられないが、周辺地域のヤオロマップ川層の分布を考慮すると、2,000～2,700mに達すると推定される。



第3図 下部層 (Y₁) 中の塊状砂岩、石灰質コンクリーションを含む

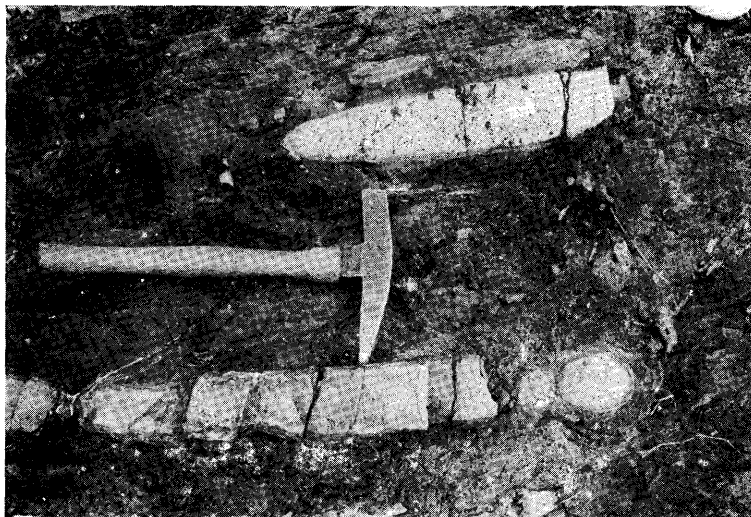
中部層 (Y₂)

中部層は、中ノ川流域に模式的に分布するほか、札内川・歴舟川流域にも帯状の分布を示している。

岩相は、主に黒色粘板岩と、2～5cmの単位で成層する微細粒砂～シルトの級化互層からなり、下部にチャート・石灰岩・塩基性凝灰岩などの薄層を挟在する。

黒色粘板岩は、風化に対して比較的弱く、風化が進むと、亀甲状の割れ目を生じ、数mmの小破片に碎ける。また色調も茶褐色や黄褐色に変わり、しばしば白亜系の頁岩

に似た岩相を呈するようになる。かつて、根本ほか（1933）が白亜紀層とみなし“広尾中生層”と呼んだ地層の特徴は、中部層にみられる特徴に近似している。



第4図 中部層 (Y₂) 中の石灰質コンクリーション

この部層の下部に挟在するチャート・石灰岩・塩基性凝灰岩の薄層は、3者の複合挟在岩層とでも言うべきもので、南の広尾図幅地域のボーズ山や十勝港立岩などに見られる同岩相の北方延長に相当する。しかし層厚は広尾地域に比較にならない程、貧化している。

層厚は、700～1,000 mである。

下位の下部層とは整合漸移し、粘板岩が卓越するところから中部層とする。

上部層 (Y₃)

上部層は、南札内の札内川北岸林道切割りに模式的に分布し、そのほか、歴舟川中流域から札内川流域、さらに図幅南西隅地域などに分布する。

岩相は、中～粗粒の板状砂岩で特徴づけられる。砂岩は、灰緑色を呈し、全体的にやや凝灰質で、下位の砂岩に比べると、やや粗しうである。板状砂岩の単層の厚さは、一般に 50cm～1 m であり、間に粘板岩の薄層を挟在している。また、層厚 10～

20mの粘板岩を頻繁に介在する。この粘板岩は、中部層の粘板岩と同じく風化によって細かく碎け、白亜紀層の頁岩に良く似た岩相を示す。

層厚は、上限不明のため明らかでないが、1,300 m以上と推定される。

下位層との関係は、整合漸移であり、砂岩が卓越するところから上部層とする。

Ⅳ・1・2 ヤオロマップ川層の砂岩組成の特徴

ヤオロマップ川層の砂岩のほとんどは、岩片の多い石質ワッケ (lithic wacke) である。含まれている岩片の大部分は、火山岩や砂質～泥質碎屑岩の岩片である。このほかにチャート、少量の酸性深成岩および準片岩などの岩片も認められる。

火山岩片の石基の組織には、クリプトクリスタリン組織・フェルシック組織・ハイアロピリティック組織・トラキティック組織・ピロタキシティック組織など酸性～中性岩にみられるものが多く、インターサータル組織・インターグラニューラー組織を示す塩基性岩片は稀である。重鉱物には微量の角閃石・黒雲母・普通輝石のほか稀にザクロ石・電気石・ジルコン・磷灰石などが認められる。

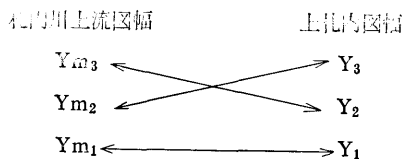
Ⅳ・1・3 札内川上流図幅地域の日高累層群との対比

西に隣接する札内川上流図幅地域に分布する日高累層群は、下位の札内川層と上位のヤオロマップ川層に分けられている (酒匂, 1963)。さらに各層は、それぞれ3つの部層に細分されている。その後、上豊似図幅地域において、前記の札内川上流図幅の層序とは別個に、日高累層群の層序が設定された (秋葉ほか, 1975)。さらに、紺谷 (1978) は、上豊似図幅地域の層序を基に、広域的な調査を行い中の川層群を再定義している。以上のような経過でまとめられた上札内図幅は、札内川上流図幅の層序と大幅なくい違いを見せている。

札内川上流図幅地域の日高累層群の層序は、基本的には岩内川流域で設定され、以下札内川、歴舟川流域に追跡されている。岩内川流域では、上流域に粘板岩の卓越する層準があり、これらが構造的に下位を占めることから、この層準を札内川層としている。そして、その上位の砂岩が卓越するところからヤオロマップ川層としている。この区分は、基本的には紺谷 (1978) に受け継がれている。しかし、札内川上流図幅作成当時は、周辺地域の資料が乏しく、図幅全域の構造把握が難しい情況にあった。そのような状況下で行われた岩相による各部層の分帯には、若干、無理があったと言えよう。

ヤオロマップ川層の部層分帯で、上札内図幅と札内川上流図幅との大きな相異点

は、次のようである。すなわち、札内川上流図幅で (Y_{m3}) とされているヤオロマップ川層上部層は、上札内図幅の調査ならびに紺谷の研究によって、上札内図幅の中部層 (Y₂) に相当することが明らかになった。分布の精度の点を除くと、大局的には次のように対比されよう。



Ⅳ・2 新第三系

この図幅地域は、豊頃丘陵地域とともに、南部十勝のなかでは、新第三系層序が最

第3表 新第三系層序区分の比較表

時代	根本・佐々 (1933)	鬼塚 (1962)	菅野・赤津 (1972)	宮坂・菊池 (1978)	上札内図幅 (1979)
鮮新世	後期 帯広層群				長流枝内層
	前期 大樹層群	大樹層	大樹層 上部 大樹層 下部		十勝累層群
中世	尾田村層	尾田村層 上部 尾田村層 下部	歴舟川層群 豊似川礫岩層 尾田村頁岩層	大樹層群 大樹層 豊似川層 尾田村層	大樹層群 大樹層 豊似川層 尾田村層
	広尾	スビナイ川層	スビナイ川層 広尾	スビナイ川泥岩層 スビナイ層	スビナイ層
新世	中ノ川層	中ノ川層	中ノ川層 上部 中ノ川層 下部	スビナイ層群 日方川層	スビナイ層群 日方川層
	日方川層群	日方川層	日方川砂岩層 緑色凝灰岩	日方川層群 ベルブネ層 歴舟緑色凝灰岩層	日方川層群 ベルブネ層 歴舟緑色凝灰岩層

も良く揃っている地域として知られていて、古くから多くの調査・研究報告^{*}がある。これらの諸報告のうち代表的なものについて比較すると第3表のようである。

この図幅地域の新第三系は、下位より歴舟緑色凝灰岩層・ヌピナイ層群・大樹層群・長流枝内層に分けられる。

Ⅳ・2・1 歴舟緑色凝灰岩層 (Rk)

宮坂 (1970 MS) 歴舟緑色凝灰岩層

菅野ほか (1972) 緑色凝灰岩

宮坂ほか (1978) 歴舟緑色凝灰岩層 (再定義)

この地層は、宮坂 (1970 MS) によりヌピナイ層群の最下位層として同層群に含めて取扱われ、菅野ほか (1972) も広尾層群の最下位層としている。その後、豊頃地域の当縁層群^{とよへり}に対比できることから、ヌピナイ層群から分離し、大樹地域の新第三系の最下位の地層として再定義された (宮坂ほか、1978・a)。

この地層は、歴舟川相川橋上流 1.3 km の河岸の崖に模式的に分布するほか、中ノ川流域にも分布している。しかし、いずれも限られた小範囲にしか露出していない。

岩相は、下部の玄武岩質岩石の溶岩と、その上に累重する緑色凝灰角礫岩からなる。玄武岩質岩石は、あとでのべるように、溶岩のほかに脈岩・ハイアロクラスタイトなどの産状を示し、変質している。

この地層は、分布が限られていることや、脈岩の貫入によるかく乱などで、詳細な岩相層序や層厚は不明である。

Ⅳ・2・2 ヌピナイ層群

根本ほか (1933) 広尾層群の大部分

鬼塚 (1962) 広尾層群

宮坂 (1970・MS) ヌピナイ層群

宮坂ほか (1978) ヌピナイ層群 (再定義)

この地域の新第三系の下半部をなす層群で、下位からペルプネ層、日方川層^{ひかたがわ}・ヌピナイ層の3層に分けられ、北海道中央部の滝ノ上層～川端層に対比される。

* 岡村 (1911)、根本ほか (1933)、橋本 (1955)、鬼塚 (1962)、宮坂 (1970 MS)、菅野ほか (1972)、松井ほか (1974)、宮坂ほか (1978・a)。

ペルプネ層 (Pr)

根本ほか (1933) 日方川層の一部

宮坂ほか (1978・a) ペルプネ層

この地層は、根本ほか (1933) の“日方川層主部”の一部に相当し、中ノ川中流域に模式的に認められるほか、歴舟川下流域にも分布している。

模式地での岩相は、基底礫岩・砂岩礫岩互層・粗粒砂岩などで構成されている。基底礫岩には、玄武岩質岩石の礫が多量に含まれ、そのほか、硬質砂岩や玢岩などの礫も認められる。礫径は、一般に長径数cm以下の扁平礫が多く、稀に径1mに及ぶ巨礫が認められる。これらの礫は、帯緑暗灰色の凝灰質砂岩で膠結されている。

砂岩礫岩互層は、淡緑色石灰質粗粒砂岩と細礫岩で構成され、粗粒砂岩部から次のような二枚貝・ウニの化石を多産する。

Macoma optiva (YOKOYAMA)

Peronidia sp.

Mytilus cf. *ticanovitchi* (MAKIYAMA)

Echinarachnius sp.

最上部の粗粒砂岩は、塊状で淡緑～灰白色を呈する。中ノ川流域の本層の層厚は18m±である。

歴舟川流域に分布するペルプネ層は、炭質頁岩と粗粒砂岩で構成されている。炭質頁岩は、炭質物に富む砂質シルト岩を主とし、中に薄い石炭層と凝灰角礫岩を挟んでいる。粗粒砂岩は、淡緑色を呈し、チャートの細礫を含む。この層準から *Mya cuneiformis* を多産する。

層厚は10m程である。

下位の歴舟緑色凝灰岩層との関係は、中ノ川流域では、玄武岩質岩石と基底礫岩が接しており、不整合関係にあるが、歴舟川流域では、緑色凝灰角礫岩と炭質頁岩が直接接し、不整合関係はみられない。このように両層の関係には、まだ不明な点が多い。

日方川層 (Hk)

根本ほか (1933) 日方川層

鬼塚 (1962) 日方川層

宮坂ほか (1978・a) 日方川層 (再定義)

この地層は、能美内北方の歴舟川流域に模式的に分布するほか、滝ノ沢^{*}・中の沢^{**}各下流域、能美内から相川にかけての地域の第四系の基盤として広く分布している。岩相は、主に暗灰色細粒～微細粒砂岩で構成されている。模式地では下位から、最下部砂岩（5m）、細粒砂岩（100m）、微細粒砂岩（170m）、凝灰岩の薄層などからなっている。一般的にみて、砂岩は上位に向かって粒度を減ずる。

日方川層の砂岩は、一般的に炭質物に富むため、黒灰色～暗灰色を呈し、下位のペルプネ層の砂岩と区別される。

最下部砂岩は、少量の細礫を含む細粒砂岩で、礫種はチャート・砂岩・粘板岩などである。細粒砂岩には含化石砂質団球を頻繁に介在している。この層準からは貝化石を多産する。上部の微細粒砂岩は均質塊状で、一般に貝化石に乏しいが、最上部には Chonchocele の密集する大きな石灰質団球が含まれている。なお、中ノ川流域ではこの層準に板状層理の発達する硬質シルト岩が認められる。

日方川層^{ひかた}から次のような貝化石を産出する。

Saccela cf. *nagaoui* (TAKEDA)

Yoldia notabilis YOKOYAMA

Venericardia cf. *hidakaensis* (UOZUMI)

V. sp. nov. aff. *tokunagai* YOKOYAMA

Turritella cf. *s-hataii* NOMURA

Neptunea modestus (KURODA)

Tectonatica janthostoma (DESHAYES)

Acila divaricata (HINDS)

Limopsis sp.

Nemocardium yokoyamai TAKEDA

Felaniella sp.

Japelion tokunagai (KANEHARA)

Lucinoma acutlineata CONRAD

Macoma cf. *tokyoensis* (MAKIYAMA)

下位層との関係は、中ノ川・歴舟川中流域の背斜部では、ペルプネ層と整合漸移で

* } 能美内西方の歴舟川支流。
** }

ある。淡緑色を呈するベルブネ層の砂岩が暗灰色～黒灰色に変るところから、日方川層とする。能美内西方では、日方川層は日高累層群と断層で接しているが、局部的に日方川層が不整合で日高累層群をおおっている露頭が観察される。このような点からみると、日方川層は下位層に対して海進被覆の関係を示す可能性が強い。

ヌピナイ層 (Np)

根本ほか (1933) 中ノ川層およびヌピナイ川層の一部

宮坂ほか (1978・a) ヌピヌイ層

歴舟川の尾田橋付近に模式的に分布し、さらに中ノ川・ヌピナイ川の合流点から各流域約 4 km 上流域にまで広がっている。そのほか、能美内西方から中ノ川流域にかけての第四系の基盤として分布している。

岩相は、砂質シルト岩およびシルト岩を主とし、下部では層理が明瞭であるが、上部に向かって次第に塊状となる。また最上部には、凝灰質シルト岩が発達する。

ヌピナイ層から、次のような化石を産出している。

Solemya tokunagai YOKOYAMA

Saccella sp.

Portlandia kakimii UOZUMI

Propeamusium cf. *tateiwai* KANEHARA

Periploma sp.

Tectonatica sp.

Fulgolaria sp.

Antiplanus sp.

層厚は、歴舟川流域で 1,400 m と推定される。

下位の日方川層とは整合漸移であり、日方川層最上位の帯緑色凝灰岩の薄層の上位からヌピナイ層とした。

Ⅳ・2・3 大樹層群

大樹層群は、第 3 表に示したように、根本ほか (1933) によって、鮮新世の地層として命名されたが、宮坂ほか (1978・a) は、大樹層群から産出する貝化石群集が、稚内動物化石群集に類似すること、および豊頃丘陵地域で、滝川一本別動物化石群集を含む鮮新世前期の糠内層が大樹層をおおっていることから、大樹層群を中新世後期の

地層として再定義した。

大樹層群は、下位より尾田村層・豊似川層・大樹層に分けられる。

尾田村層 (Om)

根本ほか (1933) 尾田村層

菅野ほか (1972) 尾田村頁岩層

松井ほか (1974) 尾田村層

歴舟川尾田橋上流 200 m の河岸の崖で模式的に観察することができる。分布は模式地から帯状に南方に伸びている。

岩相は、硬質頁岩・硬質シルト岩を主とし、砂岩や凝灰岩をわずかに挟在する。模式地では岩相的に、上中下の 3 層に細分される。下部は、緑色砂岩・硬質シルト岩・軟質シルト岩などの板状互層である。一般に下部から上部に向って緑色砂岩が減少し、硬質シルト岩が増加する。この互層部の上限には、黒色を呈する凝灰質中粒砂岩が 3 枚挟在されている。中部は、珪質でアメ色を呈する典型的な硬質頁岩と、層厚 1 cm 内外の軟質シルト岩のいわゆる硬軟互層である。上部は、単層の厚さが 10 cm 内外の青灰色硬質シルト岩・黄灰色中粒砂岩・軟質シルト岩などの板状互層からなっている。

この図幅地域南端の尾田村層は、主として層理の明瞭な青灰色シルト岩からなるが、上部に軟質の帯緑灰色細粒砂岩およびシル^{*} i 岩を挟在する。この層準から次のような具化石を産出する。

Acila sp.

Yoldia sp.

Periploma yokoyamai (MAKIYAMA)

Venericardia sp.

Macoma tokyoensis (MAKIYAMA)

Turritella cf. *saishuensis* YOKOYAMA

Tectonatica sp.

層厚は 120 ~ 300 m である。

下位のスピナイ層とは整合漸移であり、硬質頁岩の出現をもって尾田村層とする。

* 菅野ほか (1972) は、この含具化石砂岩を豊似川層基底部とみなしているが、本図幅では尾田村層に含めた。

豊似川層 (Tn)

根本ほか (1933) 豊似川層

鬼塚 (1962) 豊似礫岩層

菅野ほか (1972) 豊似川礫岩層

松井ほか (1974) 豊似川層

歴舟川下流右岸の支流域 (パンケ川) に模式的に発達する。豊似川層は、日高山脈の山麓東縁部で最も広い分布を示す地層で、南に隣接する上豊似図幅地域では、広尾断層で日高累層群と接している。

岩相は、単層内で下位から上位に向かって、礫岩→砂岩→シルト岩と、細粒化する級化成層の累層である。この級化成層は、下部では細礫岩から硬質あるいは軟質シルト岩で終る級化成層が一般的である。また、同時礫とみられるシルト岩礫を多量^{*}に含み、小規模の乱堆積現象も観察される。

中・上部においては、漂礫とみられる巨礫を含む巨礫岩→砂岩という粗粒の級化成層が卓越し、稀に級化成層の最上部に炭質物に富むシルト岩を介することがある。最上部では急激に粒度を減じ、砂岩→シルト岩の級化成層となり、大樹層に移化する。

層厚は、歴舟川流域で 150 m であるが、南に向かって急激に厚くなり、図幅地域の南限では 700 m、さらに上豊似図幅地域では 1,300 m に達する。このような層厚の変化は、豊似川層の堆積盆の沈降量の地域的な差によるものと考えられる。

下位の尾田村層との関係は、かつて不整合と考えられていた (根本ほか、1933; 鬼塚、1962) が、豊似川層との境界は基本的には平坦であり、大規模な侵食間隙はなく、整合で急激な岩相変化と考えられている (宮坂、1970 MS)。

大樹層 (Tk)

根本ほか (1933) 大樹層

鬼塚 (1962) 大樹層

松井ほか (1974) 大樹層 (再定義)

大樹層は、さきにのべたように、中新統の最上位を占める地層である。

大樹層の模式地は、大樹図幅地域の大樹橋付近であるが、この図幅地域では、歴舟

* 根本ほか (1933) は、この礫を下位層の礫とみなし、豊似川層基底に不整合を想定した。

川下流域に広い分布を示している。

岩相は、全層を通じて主にシルト岩からなる単調な地層である。最下部には、細染岩あるいは粗粒砂岩とシルト岩の厚さ 10~30 cm の板状互層が発達する。この岩相は、下位の豊似川層との漸移部である。この図幅では、豊似川層の級化成層から珪藻質シルト岩の出現するところをもって大樹層とした。下部の岩相は、一般に風化すると板状に割れる珪藻質シルト岩と薄い砂岩からなり、砂岩中には大型の *Makiyama chitani* が密集している。

中部は、ところにより浮石粒を含む凝灰質シルト岩からなり、一般に無層理であるが、わずかに凝灰質砂岩の薄層や石灰質団球をとまなう。

上部も珪藻質シルト岩からなり、次のような貝化石を産出する。貝化石は、ほとんどが両殻の揃った散在型で、現地性と考えられるものである。

Acila divaricata (HINDS)

Acila sp.

Yoldia sp.

Portlandia scapha (YOKOYAMA)

P. hayasakai UOZUMI

Lucinoma acutilineta (CONRAD)

Macoma sp.

Neptunea sp.

Fulgolaria sp.

層厚は歴舟川流域で 600 m と推定される。

下位層とは整合漸移である。

Ⅳ・2・4 長流枝内層^{*} (Os)

中央部十勝には、鮮新世から前期更新世にわたる諸地層が発達しており、これまで、その層序・構造などの研究が多くの人たちによって行われてきた^{**}。最近、十勝団体研究会 (1978) は、十勝平野の鮮新~下部更新統を、下部 (本別層・駒島含化石層・足寄層)、中部 (池田層)、上部 (長流枝内層・居辺山層)、最上部 (渋山層・中里

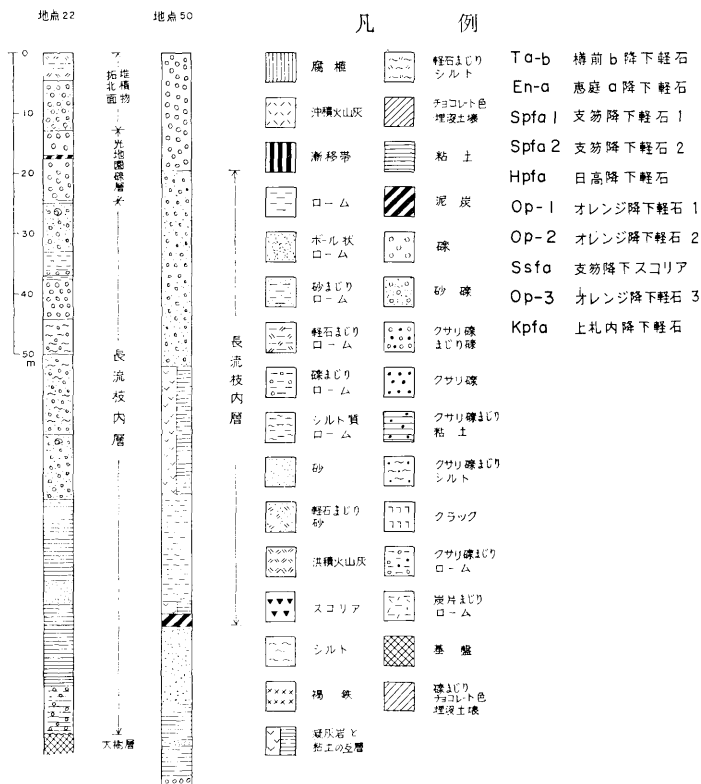
* この図幅地域では、第四系の下に伏在し地表に露出してない。

** 橋本 (1955)、鬼塚 (1962)、三谷 (1964)、山口 (1966, 1970)、松井ほか (1970)、山口ほか (1973)、岡 (1976・a, b) など。

層)に分帯し、これらの地層を十勝累層群と総称している。

この図幅地域では、これらのうち十勝累層群上部の長流枝内層が、地下に伏在することが確認されている。

長流枝内層が確認された試錐は、大樹町拓北部落付近(地点22)の標高170 mの拓北面上で行われた(北海道開発局、1971)。その試錐結果によると、大樹層およびその風化層を基盤として、その上位に厚さ約90 mの粘土やシルトまじりの砂礫からなる長流枝内層が分布している。この砂礫の中・上部からは、貝殻の破片が産出している。長流枝内層の上位には、層厚12 mの粘土まじり砂礫層が分布するがこの砂礫層は光地園礫層と推定される。また、更別村市街地付近(地点50)で行われた試錐でも、



第5図 長流枝内層の柱状図と凡例

地表から20 m 続く玉石まじりの砂礫層の下位に、厚さ75 mにわたって、火山灰や泥炭をはさむ砂礫やシルトが分布している。これも長流枝内層と推定される(第5図)。

長流枝内層の地質時代は、古地磁気・古気候・K-Ar年代などの研究により、鮮新世後期と考えられている(十勝団体研究会、1978)。

Ⅳ・3 第四系

この図幅地域の日高山脈山麓部より東側に広く発達するのは、中～後期更新世の堆積物である。それらは、下位より光地園礫層、光地園面堆積物^{*}、幕別扇状地礫層、幕別扇状地面堆積物、上更別面Ⅰ堆積物、朝日面堆積物、拓北面堆積物、ピラオトリ層、忠類礫層および上札内Ⅰ礫層、忠類面堆積物および上札内Ⅰ面堆積物、尾田面堆積物および上札内Ⅱa面堆積物、石坂面堆積物および上札内Ⅱb面堆積物などである。

古期扇状地礫層の光地園礫層は、この図幅地域の最高位の地形面である光地園面を構成し、さらに北方にむけて広がり、拓北面や上札内Ⅱb面下にもその発達が認められる。幕別扇状地礫層は、無願の坂を扇頂とする幕別扇状地面を構成する礫層で、上更別面Ⅰ下にも広がっている。これらの礫層の上には、特徴のある古土壌が発達し、それぞれ光地園面・幕別扇状地面堆積物と呼ぶ。

新期扇状地礫層である忠類礫層は、幕別扇状地の南側に広く発達し、その延長は太平洋岸にまで達する。一方、上札内Ⅰ礫層は、幕別扇状地北側の札内川一途別川間の構造谷を埋めて発達した扇状地礫層である。これらの礫層の上には、降下火砕堆積物やローム層からなる忠類面・上札内Ⅰ面の面堆積物が発達する。朝日面・拓北面・尾田面および上札内Ⅱa面、石坂面および上札内Ⅱb面の各地形面堆積物は、その大部分は段丘礫層からなり、さらにその上を降下火砕堆積物・ローム層・古土壌などがおおっている。

大樹面と中札内面堆積物は、現世における段丘堆積物である。また、ピラオトリ層は、泥炭を主とする湿原性の堆積物で、山麓部の小河川の河崖や川底に分布し、その時代は後期更新世と考えられている(十勝団体研究会、1978)。

* 面堆積物とは、扇状地礫層以外の、その地形面を形成した礫層と、その礫層の上にある古土壌・ローム層、それにはまさる降下火砕堆積物のうち、次の地形面が形成されるまでの間に堆積した堆積物をいう(小坂ほか、1979)。

Ⅳ・3・1 光地園礫層および光地園面堆積物

光地園礫層 (Ko)

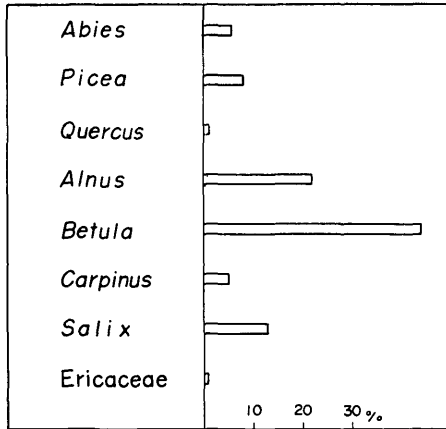
上豊似図幅地域（秋葉ほか、1975）の大樹町旧光地園小学校の北東約 2.5 km の谷壁を模式地とし、クサリ礫からなる厚い礫層は、光地園礫層と呼ばれている（十勝団体研究会、1968）。

本図幅地域内では、ヌビナイ川右岸・幸栄・元更別・能美内・幕別扇状地面の北縁・南新札内・岩内川右岸の各地域に広く分布している。

模式地の北東方向の延長部にあたるヌビナイ川右岸の露頭（地点 2）では、新第三紀層を不整合におおって光地園礫層が発達している。この光地園礫層は、厚さが約 70 m もあり、人頭大からこぶし大の乱雑な扇状地堆積物状の礫層で、とくにその上・下部は顕著なクサリ礫で構成されている。その“クサリ”の度合は、ミグマタイト・ホルンフェルスなどに顕著である。また、礫層中には、何枚かの薄い砂層やシルト層がはさまれており、とくに基底より 30 m 上部のところには、厚さ約 10 cm の泥炭層の発達しているのが観察された。礫種は、下部ではヤオロマップ川層の砂岩や粘板岩の礫が、個数で 71 % と多いが、花崗岩の礫が 15 % と少なく、それに対して上部では、ヤオロマップ川層の礫が 30 % 前後に減少するが、花崗岩の礫が 36 % に増加し、大礫が目立つようになる。また、下部では見られなかった新第三系の礫が 20 % 前後含まれるようになる。これらのことから光地園礫層は、下部から上部にかけて連続的に形成されたものではなく、堆積の休止期をさみながら長期間にわたって堆積した礫層と推定される。

また、光地園礫層の礫種を地域毎に検討すると、模式地付近ではヤオロマップ川層の礫が圧倒的に多く 70 % にもおよぶことがあるが、札内川層・花崗岩・ホルンフェルスの礫は少ない。一方、元更別付近に分布する光地園礫層には、札内川層の礫が 70 % 近くも含まれており、それに対してヤオロマップ川層の礫は数%にすぎない。このような礫種の違いは、礫の供給地に分布する地質の違いを示すとともに、その上昇運動の経緯を反映するものと推定される。

礫層の層厚は、模式地やヌビナイ川右岸・能美内では 60 m ~ 90 m にもおよぶが、元更別では 23 m +、大正図幅地域の戸鶯^{とつた}付近では 20 m、さらに帯広図幅の依田付近の砂利取り場では 1 m にすぎなく、北方にむけて厚さを減じている。



第6図 光地園礫層中の泥炭の花粉分析図(地点2)
(星野・小坂、1978による)

なお、ヌビナイ川右岸の露頭(地点2)で観察された泥炭層の花粉分析の結果によると、*Betula* が40%以上を占め、それに *Abies*・*Picea* がそれぞれ10%近く含まれており(第6図)、冷温帯要素を示す花粉が少ないことから、現在よりやや寒冷であったと推定される(星野ほか、1978)。

光地園面堆積物^{*}(Kop)

光地園礫層の上位には、一般に層厚が約2mほどの白粘土層が累重している。これを光地園面堆積物と呼ぶ(小坂ほか、1979)。

この図幅地域では、元更別(地点29)、更南(地点36)、南新札内(地点42)の各地区で、光地園礫層に直接して白粘土層が発達する。白粘土層は、淡黄灰白色(10Y 7/2^{**})の色調を示し、いちじるしく粘性にとむ粘土層で、光地園礫層上部の基質をも形成している(第7図)。

白粘土の粘土鉱物は、アロフェン様粘土・ハロイサイトからなり、おそらく火山灰起源の堆積物と考えられている(秋葉ほか、1975; 1978)。

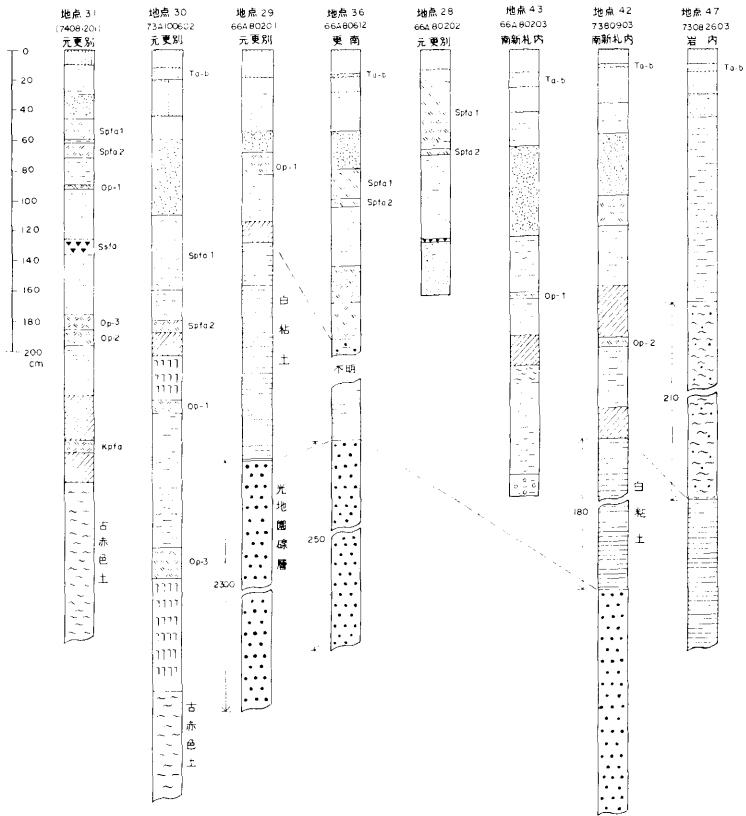
Ⅳ・3・2 幕別扇状地礫層および幕別扇状地面堆積物

幕別扇状地礫層(Ma)

幕別扇状地の更南地区、東八号線北縁の崖(地点37)を模式地とする、乱雑な扇状

* 上豊似図幅(秋葉ほか、1975)では、この光地園面堆積物と、あとで述べる幕別扇状地面堆積物、忠類面堆積物を、それぞれ光地園礫層・“幕別”面段丘堆積物(幕別扇状地礫層相当層)・忠類面段丘堆積物(忠類礫層相当層)に含めてある。

** マンセルシステムの土色帖による。以下同じ。

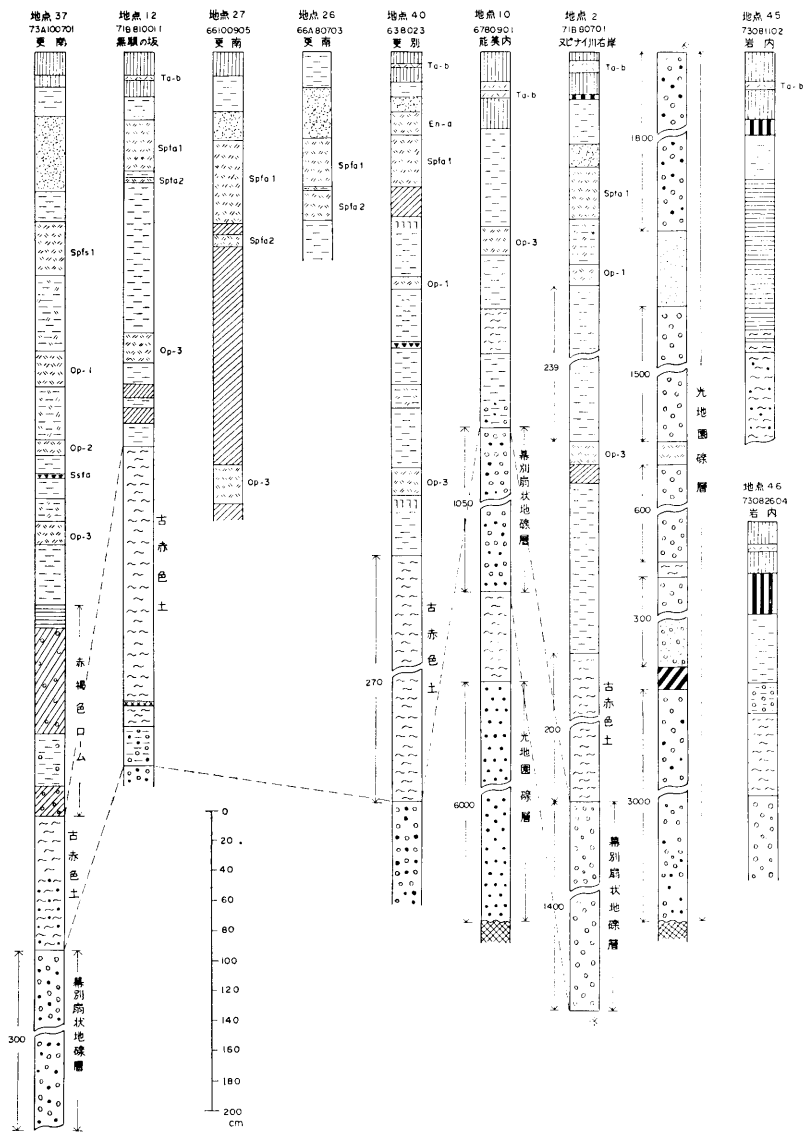


第7図 光地園礫層および光地園面による堆積物の柱状図

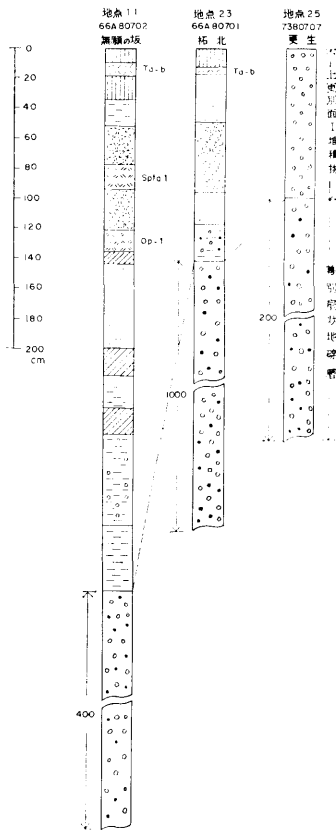
地堆積物状の礫層を幕別扇状地礫層と呼ぶ（十勝団体研究会、1968）。

幕別扇状地礫層は、幕別扇状地に広く分布しているほかに、ヌビナイ川右岸・昭徳・能美内などの各地域にも、その相当層が小規模ながら分布する。

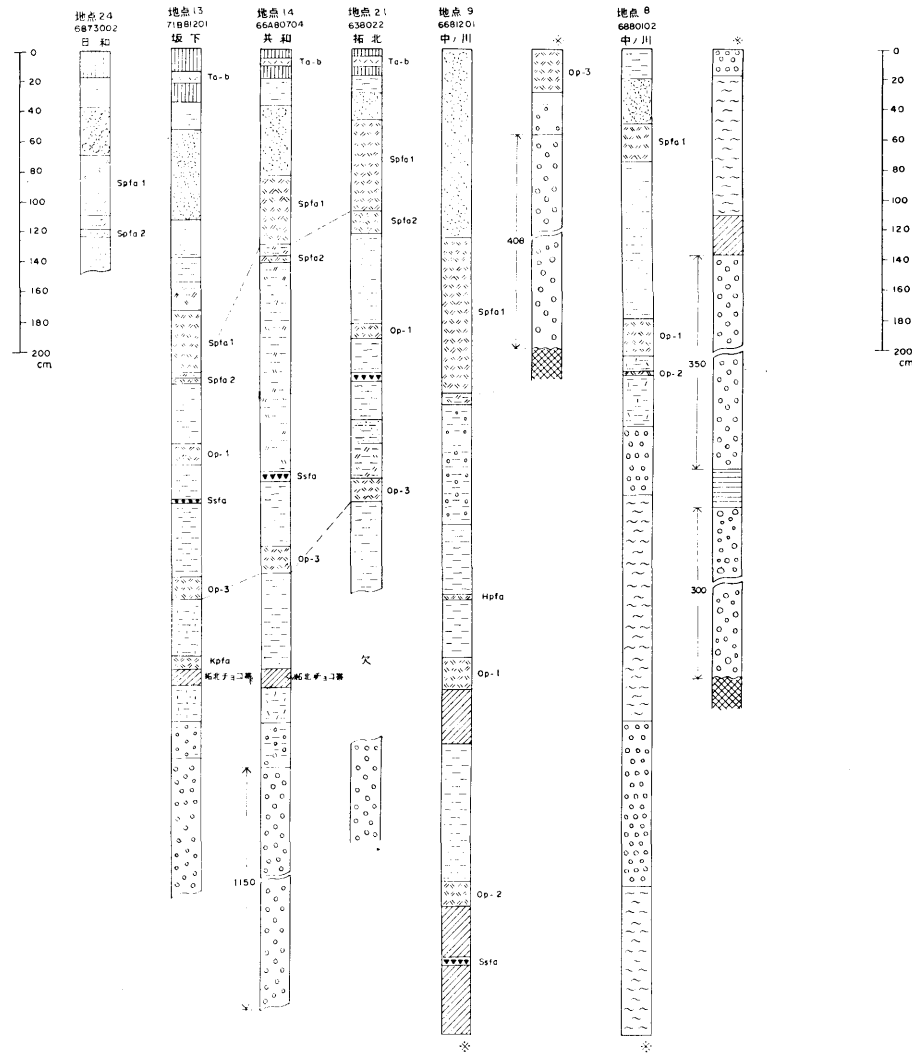
模式地の露頭（地点37）では、その基底までは確認できないが、厚さ3 m以上にわたって幕別扇状地礫層が観察される。この幕別扇状地礫層は、人頭大から大豆粒大の垂角礫や亜円礫の乱雑な礫層からなり、一部にクサリ礫を含んでいる。礫層の基質は泥質ないしローム質で、この基質の特徴は、幕別扇状地礫層を識別する一つの手がかりを与えてくれる。礫種は、札内川層の礫を75%も含んで非常に多く、そのほか



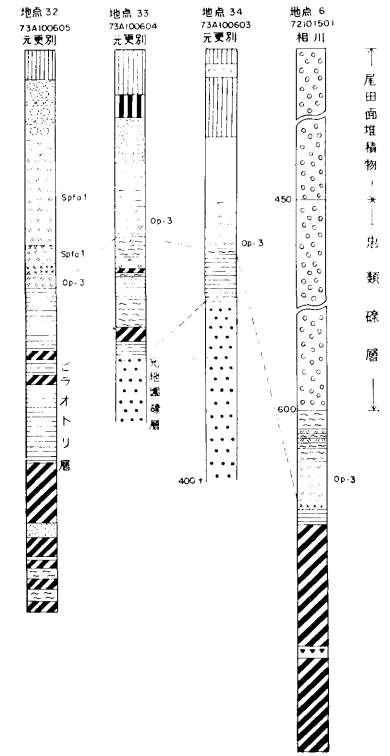
第8図 幕別扇状地礫層および幕別扇状地面にのる堆積物の柱状図



第9図 上更別面Iにおける堆積物の柱状図



第10図 朝日面・拓北面における堆積物の柱状図



第11図 ビラオトリ層の柱状図

にヤオロマップ川層・ホルンフェルス・ミグマタイト・片麻岩などの礫を若干含んでいる。

幕別扇状地礫層と光地園礫層との直接の関係を示す露頭は、能美内（地点10）やヌビナイ川下流右岸（地点2）で観察され、能美内では、新第三系のヌビナイ層を不整合におおった層厚約60mの光地園礫層の上位に、60cmほどのシルト層をはさんで厚さ10mの幕別扇状地礫層が分布している。また、ヌビナイ川右岸においても、すでに光地園礫層の項で述べたように厚い光地園礫層を不整合におおって、厚さ14mの幕別扇状地礫層が分布する。

しかし、幕別扇状地礫層は光地園礫層と比べて層厚も薄く、その上、分布もせましく、光地園礫層を削剝しながら、局所的に堆積した礫層と考えられる（第8図）。

幕別扇状地面堆積物（Map）

幕別扇状地礫層の上には、厚さが1～3mのやや粘性にとむ古赤色土（5YR 4/8～5/8）が発達している。この古赤色土を、幕別扇状地面堆積物と呼ぶ。

古赤色土は、完全な赤色というよりも赤銅色を呈し、下部にクサリ礫の細礫をはさむことが多い。北川ら（1963）は、この古赤色土を、温暖期の埋積土壌の可能性があると考えている。

Ⅳ・3・3 上更別面Ⅰ堆積物（Ka）

上更別駅南方の南十三線東十四号付近の砂利取り場（地点25）で観察される、上更別面Ⅰを構成する礫層を上更別面Ⅰ堆積物と呼ぶ。（第9図）

ここでは、クサリ礫まじりの泥質の基質の礫層の上位に、これとは明らかに異なるクサリ礫の少ない、基質が中粒砂からなる厚さ1mほどの薄い礫層が観察された。この礫層が上更別面Ⅰ堆積物で、下位の礫層は幕別扇状地礫層である。無願の坂の露頭（地点11、第9図）の礫層も、すべて幕別扇状地礫層である。したがって、上更別面Ⅰ堆積物の礫層は無願の坂付近ではほとんど分布せず、扇端部の上更別駅付近にむけて、ごく薄くおおっているにすぎない。なお、この礫層の上には、細礫まじりの褐色ローム層が分布しているが、これも上更別面Ⅰの堆積物である。

Ⅳ・3・4 朝日面堆積物（As）

忠類図幅地域の忠類村朝日地区付近の段丘崖を模式地とし、分級のよくない乱雑な段丘礫層と、その上にのる赤褐色ローム層を朝日面堆積物と呼ぶ。

この図幅地域では、朝日面堆積物を観察できる露頭はない。しかし、忠類図幅地域の模式地での観察によると、朝日面堆積物の段丘礫層は、人頭大からこぶし大の乱雑な礫層で、その層厚は4～5mである。クサリ礫の混入は少なく、基質は泥質のものもあるが、多くは粗粒砂からなる。礫種は札内川層の砂岩・粘板岩の礫が約45%でもっとも多く、ほかに花崗岩礫が14%、ホルンフェルスが18%、片麻岩が20%含まれている。礫層の上には、固くしまり、クラックの入った厚さ2mほどの赤褐色ロームが累重する。

朝日面堆積物の礫層は、礫の性質・分布の状態から古歴舟川によって形成された段丘礫層と考えられる。

Ⅳ・3・5 拓北面堆積物 (Th)

拓北面を構成する段丘礫層と、その上にある拓北チョコ帯や、Kpfa・Op-3・Ssfa・Op-2・Op-1・Hpfa などの降下火砕堆積物をはさむ褐色ローム層を拓北面堆積物と呼ぶ。

拓北面堆積物は、^{むがん}無願の坂から東方に延びる拓北面の南縁にそう露頭(地点13、14、21)で観察される。そのほか、中ノ川左岸流域にもわずかであるが分布する。(地点9、第10図)。

拓北面堆積物は、クサリ礫の少ない比較的粒径の一定した亜円礫からなる礫層で、その基質は、黒色粘板岩の小岩片を多く含む粗粒砂からなる。礫種は、朝日面堆積物の礫層とは異なり、札内川層の礫を80%以上も含んでいる。

礫層の上には、細礫や炭片まじりの褐色ローム層をはさんで、拓北チョコ帯が分布する。この拓北チョコ帯は、チョコレート色をした埋没土壌で、上下の境界も明瞭で、厚さは10～15cmと一定しており、拓北面を識別する有効な鍵層になっている。さらに、拓北チョコ帯の上の厚い褐色ローム層中には、Kpfa・Op-3・Ssfa・Op-1・Op-2などの降下火砕堆積物がかさまれており、Kpfaを除く他の降下火砕堆積物は凍結じょう乱作用を受け、いちじるしいインボリューション(involution)を示している。

礫層の層厚は、厚いところで10m以上もあり、また、拓北部落付近でおこなわれた試錐(地点22、第5図)でも光地園礫層と思われる礫層の上位に、約8.5mにわたって拓北面堆積物の礫層が確認されている。

地形の項でも述べたように、拓北面堆積物は、朝日面堆積物と随伴して、日高山脈山麓部から東に延び、忠類図幅地域の当縁川ぞいに太平洋岸にむけて分布することか

ら、朝日面堆積物と同様に、古塵舟川によって形成された河岸段丘堆積物と考えられる。

Ⅳ・3・6 ビラオトリ層 (Bi)

ビラオトリ層は、橋本ほか(1960)により、広尾図幅地域の楽古川下流右岸の河崖に分布する泥炭や泥炭質粘土層を主とし、亜角礫層・砂・シルト・火山灰などをささむ地層に対して命名されたもので、その時代は前期更新世と考えられていた。その後、松井ほか(1973)は、十勝平野全域の調査により、このビラオトリ層が楽古川流域だけでなく、南部十勝や中央部十勝に広く分布しており、その時代も後期更新世の湿原性堆積物であることを明らかにした。

この図幅地域では、相川地区・元更別地区・スビナイ川右岸、さらに日高山脈の東麓にそって点々と分布している。

相川地区(地点6)で観察されるビラオトリ層は、下位より厚さ1.5mの泥炭層と、Op-3をはさむ凝灰質シルトやシルト層からなり、泥炭層からはアカエゾマツ(*Picea glehni* MAST.) の毬果と数種の昆虫化石が発見された。

元更別の露頭(地点32、33、34)でのビラオトリ層は、光地園礫層を侵食した平坦面上に堆積したもので、厚さ1~2mの泥炭層・青灰色粘土層、シルト層などからなり、その上部にOp-3をはさんでいる(第11図)。

これらのことから、ビラオトリ層は、拓北面堆積物の段丘礫層の上にいるOp-3をはさむ褐色ローム層に対比が可能である。

ビラオトリ層は、広尾図幅地域の前記模式地から広尾海岸より太平洋岸の海岸線にそっても断続的に分布し、その延長は十勝川河口の十勝太付近まで達し、一方、日高山脈の山麓部にそって北西方向に延び、大正図幅地域の戸蔭^{とつな}付近まで分布する。その分布高度は、海岸地域の0mから、戸蔭^{とつな}付近では380mに達している。

十勝団体研究会(1978)は、このビラオトリ層に含まれている植物遺体や花粉分析の研究により、下部から上部にかけて、温暖→寒冷→やや温暖→寒冷という気候の変化を明らかにし、さらに¹⁴C年代資料ともあわせて、ビラオトリ層をリス・ウルム間氷期からウルムⅠ亜氷期を経て、ウルムⅡ亜氷期にいたる堆積物であると考えている。

Ⅳ・3・7 忠類礫層および上札内Ⅰ礫層 (Ch)

南部十勝に広く分布し、その延長は太平洋岸まで達する扇状地状の忠類面、および

これに連続して日高山脈山麓部の各河川の中・上流部に分布する河岸段丘面を構成する礫層を、忠類礫層と呼んでいる（松井ほか、1973）。

忠類礫層は、この図幅地域では豊里・大和地区をのせる忠類面を構成する礫層として分布するほかに、相川・昭徳地区にもわずかに分布する。

大和地区の露頭（地点19）では、忠類礫層が1.5 mの厚さで分布している。ここでの忠類礫層は、クサリ礫の少ない比較的粒径の一定した亜円礫で、基質は粘板岩の細礫を含む粗粒砂からなる。礫層の上には、軽石まじりのローム層をはさんで Spfa 1 が分布する。（第12図）

また、相川地区の露頭（地点7）での忠類礫層は、粒径が60 cmにもおよぶ大きな礫から、こぶし大の礫まで粒径が一定しない乱雑な礫層である。このような堆積相から扇状地礫層と考えられる。礫種は、札内川層の礫が50%を占め、そのほか、新第三系の礫も若干含まれている。（第12図）

忠類礫層は、忠類・大樹・広尾の各図幅地域内ではかなり広範囲にわたって分布し、広尾海岸から、大樹町相保島の海岸にかけての太平洋岸にそう海食崖で連続して観察される。大樹図幅地域の野塚川河口付近の海岸では、ピラオトリ層を不整合におおった忠類礫層が、厚いところでは20 m以上にもおよび、その礫層のところどころに厚さ1 m以上のシルト層やローム層を断続しながらはさんでいる。

なお、大樹町相保島海岸の忠類礫層の上位に発達する Op-1 層直下より得られた炭化木片の¹⁴C年代値は、35,750 ± 1,350 年 B. P. (Gak-3669) (十勝団体研究会、1972) であった。また、忠類図幅地域の大樹町ホロカヤントウ沼付近の相保島礫層^{*}（十勝団体研究会、1971、1978）をおおう Op-3 のやや上位の層準と推定される泥炭層中の木片の¹⁴C年代値は、43,200^{+4,300}_{-2,700} 年 B. P. (Gak-4110) (十勝団体研究会、1973) という値を示した。これらのことより、忠類礫層は、最終氷期のウルムⅠ亜氷期よりウルムⅡ亜氷期にかけての時代に堆積した礫層と考えられる。

一方、幕別扇状地の北側で、上札内Ⅰ面を構成する礫層を、上札内Ⅰ礫層と呼ぶ。上札内Ⅰ礫層は、帯広図幅地域の依田駅付近の砂利取り場を模式地とする。ここでの層相は層厚約12 mの分級の悪い乱雑な礫層である。

この図幅地域の上札内Ⅰ礫層は、上札内Ⅱb面上を流れるサッチャルベツ川（地点

* 忠類礫層の下部に対比される。

38) やサラベツ川 (地点35) の側溝で観察されるにすぎないが、大正・帯広両図幅地域では、札内川一途別川間に発達した構造谷 (十勝団体研究会、1978) を埋積して、広く発達していることが確められている。(第15図)

サッチャルベツ川やサラベツ川の側溝での観察によると、上札内 II b 面の礫層の下位に、層厚が 60 cm ほどの、表面が褐鉄鉱で汚染され、固くしまり、一部にクサリ礫を含む上札内 I 礫層が分布する。

上札内 I 礫層は、その上に Spfa 1 や Spfa 2 をのせることから、忠類礫層の上部に対比が可能である。

IV・3・8 忠類面堆積物および上札内 I 面堆積物 (Chp)

忠類礫層の上にある Spfa 1・2 をはさむ褐色ローム層を、忠類面堆積物と呼ぶ。大和付近の露頭 (地点 19) では、忠類礫層の上に、軽石まじりの褐色ローム層をはさんで、厚さ 65 cm の Spfa 1 が分布し、さらにその上には薄い褐色ローム・ボール状ロームが累重する。この軽石まじりの褐色ロームと Spfa 1 が忠類面堆積物である。

一方、幕別扇状地の北側の岩内川右岸の露頭 (地点 44) での観察によると、上札内 I 面の礫層の上には、礫やシルトまじりの褐色ロームや Spfa 2、1 が累重する。これが上札内 I 面堆積物で、忠類面堆積物に対比される。(第12図)

なお、この図幅地域には、Spfa 1 の二次堆積からなる古砂丘堆積物が分布するが、これも忠類面堆積物に含められる。しかし、ここでは、これを Spfa 1 古砂丘堆積物として区分し、次項で述べることにする。

IV・3・9 Spfa 1 古砂丘堆積物 (Sd)

上更別面 I や忠類面上に、Spfa 1 の二次堆積物からなる砂丘堆積物が分布することは、地形の項ですでに述べた。ここでは、その堆積物や形成時代について述べる。

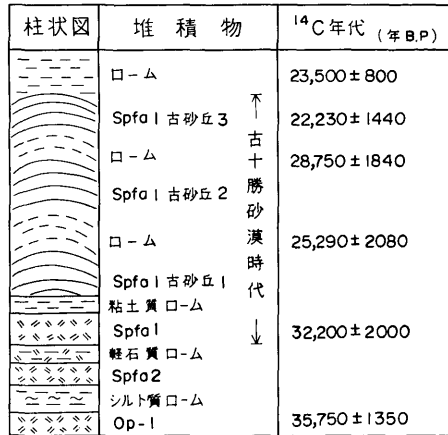
大和付近の古砂丘の露頭 (地点 20) での観察によると、古砂丘の本体をなす風成堆積物は Spfa 1 の二次堆積物で、そのなかに Spfa 1 の軽石や無色鉱物・有色鉱物からなる白・黄・黒色の葉理がよく発達し、全体の層厚は 3 m+ である。葉理面の走向はほぼ東西方向で、南に傾斜している。風成層の上には、層厚の一定したボール状ロームやソフトロームがおおっている。(第12図)

大正図幅地域の似平付近の En-a や Spfa 1 からなる複合古砂丘を研究した藤山ほかの報告 (1978) によると、Spfa 1 古砂丘は、Spfa 1 の二次堆積物の間に、

褐色ロームで示される2回の休止期をはさんで3つに区分され、それらは下位より Spfa 1 古砂丘 1、2、3 と呼ばれている。さらに Spfa 1 古砂丘 1 の上位をおおう褐色ロームから得られた炭化木片の¹⁴C年代値は、25,290±2,080年 B. P. (Gak-7078) (藤山ほか、1978)、また、Spfa 1 古砂丘 3 の上位をおおう Spfa 1 の古砂丘を固定させた褐色ロームから得られた¹⁴C年代値は、23,500±800年 B. P. (Gak-3260) (藤山ほか、1972) を示している。

この図幅地域の Spfa 1 古砂丘は、上記の古砂丘のどの時期のものであるか、明らかにすることはできなかった。

なお、Spfa 1 古砂丘の模式柱状図を、第13図に示した。



第13図 Spfa 1 古砂丘の模式柱状図

Ⅳ・3・10 尾田面堆積物および上札内Ⅱa面堆積物(Od)

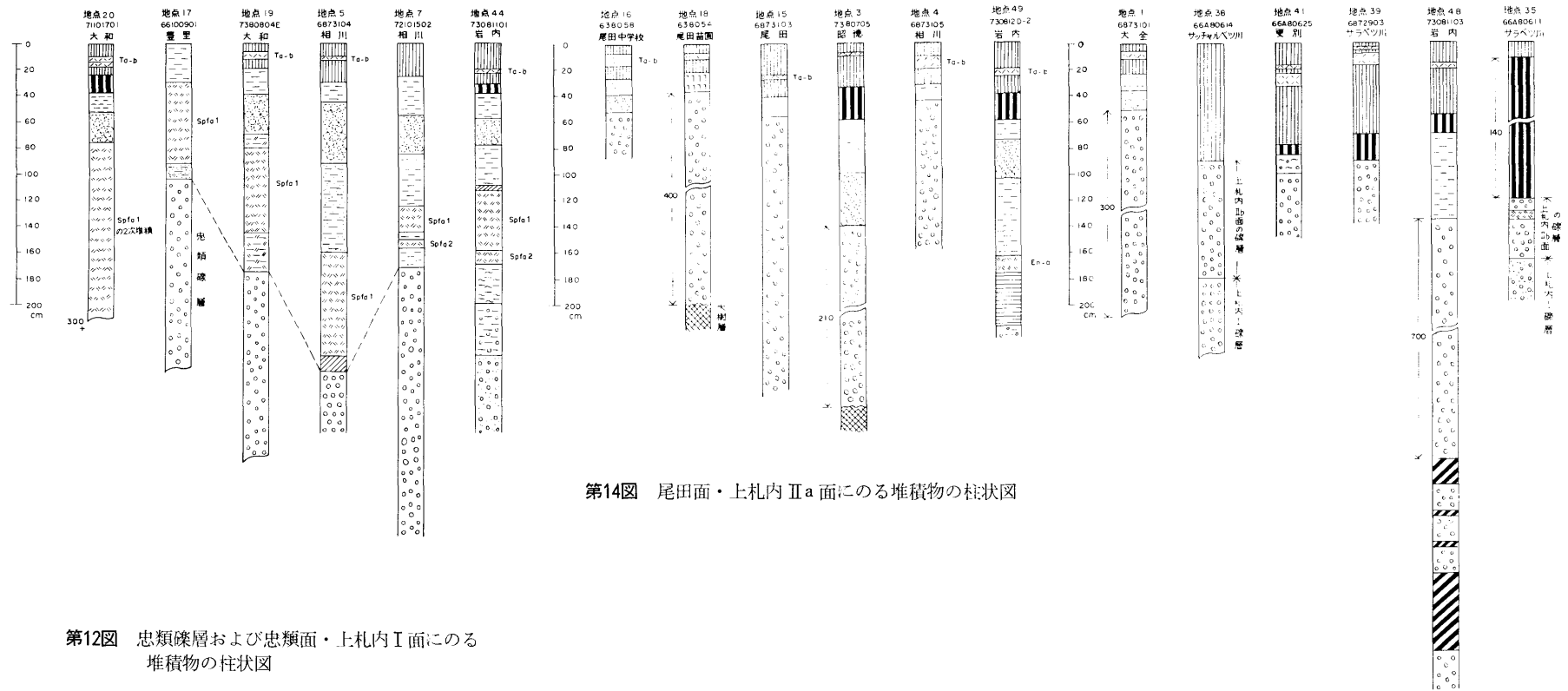
歴舟川左岸に広く発達する尾田面を構成する段丘礫層と、その上にあるボール状ローム層を尾田面堆積物と呼ぶ。

尾田面堆積物は、このほか、中ノ川・ヌビナイ川流域にもわずかながら分布する。

振別対岸の大樹営林署尾田苗圃に下りる段丘崖(地点18)では、新第三系の大樹層を不整合におおって尾田面堆積物が分布する。尾田面堆積物の礫層は、層厚が約4mの粗粒砂を基質とする人頭大からこぶし大の乱雑な礫層である。礫種は、現河川はん濫原の堆積物とほとんど変りがない。(第14図)

礫層の上には、直径数cmから2~3cmのボール状の、特徴ある割れ方を示す淡褐色のボール状ロームをのせている。なお、近堂ほか(1975)は、このボール状ローム層中より得られた炭化木片による¹⁴C年代値を11,940±240年 B. P. (Gak-5152)と報告している。

一方、岩内川流域にも、尾田面堆積物に対比される En-a や、ボール状ロームからなる上札内Ⅱa面堆積物が分布する。この図幅地域では、上札内Ⅱa面堆積物の礫



第14図 尾田面・上札内Ⅱa面にのる堆積物の柱状図

第12図 忠類礫層および忠類面・上札内Ⅰ面にのる堆積物の柱状図

第15図 石坂面・上札内Ⅱb面にのる堆積物の柱状図

層まで観察できる露頭はないが、大正・帯広幅地域では、上札内Ⅱa面堆積物の礫層は、粗粒砂を基質とする乱雑で新鮮な礫からなり、礫種も現河床の礫とほとんど同質である。

Ⅳ・3・11 石坂面堆積物および上札内Ⅱb面堆積物 (Is)

歴舟川・中ノ川の各流域に小規模に分布する石坂面を構成する段丘礫層と、その上にあるソフトローム層を石坂面堆積物と呼ぶ。振別付近の露頭(地点1)では、厚さ3m以上の現河床礫と同質な新鮮な礫層と、その上にある砂層やソフトローム層からなる石坂面堆積物が観察される。

一方、幕別扇状地の北側では、扇状地状の地表面を示す上札内Ⅱb面の堆積物は、サッチャルベツ川(地点38)やサラベツ川(地点35、39)の側溝で観察される。これらの地点で礫層は、上下に2分され、下位の礫層は、すでに述べたように上札内Ⅰ礫層であり、その上位にのる厚さ1mほどの新鮮な腐植まじりの礫層が、上札内Ⅱb面の礫層である。このように、上札内Ⅱb面堆積物の礫層は薄く、扇状地礫層とは認め難い。このほか、岩内川流域にも、上札内Ⅱb面堆積物の礫層がわずかに分布する。(第15図)

礫層の上には、暗褐色で砂質のソフトローム層が発達しており、上札内Ⅱb面堆積物は、南部十勝の石坂面堆積物に対比される。

Ⅳ・3・12 沖積段丘堆積物

大樹面堆積物 (Ta)

大樹面を構成する段丘堆積物を、大樹面堆積物と呼ぶ。模式的には、大樹図幅の歴舟川右岸の大樹町市街地河重でみられる。大樹面堆積物の礫層は、現河床の堆積物と全く変りがなく、青味を帯びた新鮮な川砂を基質とする段丘礫層である。礫層の厚さは2~3mと薄く、その上に直接表層の腐植層が発達しているにすぎない。大樹面堆積物は、歴舟川・中ノ川・ヌビナイ川流域に小規模な分布を示している。

中札内面堆積物 (Ta)

幕別扇状地北側の札内川・岩内川流域に分布する中札内面を構成する段丘礫層を、中札内面堆積物と呼ぶ。その礫種は、現河床礫と変りがない。中札内面堆積物は、南部十勝の大樹面堆積物に対比される。

Ⅳ・3・13 現河床はん濫原堆積物（A）

歴舟川・中ノ川・ヌビナイ川・札内川・岩内川などの各河川の河床には、日高山地から運搬された大きな玉石まじりの砂藻層が発達している。このうち、比較的広い河床が発達するのは札内川と歴舟川で、そのほかの河川は、下刻作用が激しく河床の発達はよくない。

なお、歴舟川流域などで、大樹面堆積物を削るさらに低位の段丘堆積物が観察されるが、ここでは、いずれも現河床はん濫原堆積物に一括した。

Ⅴ 火成岩類

Ⅴ・1 玄武岩質岩石（Po）

本図幅地域に分布する火成岩類は、歴舟川流域と中ノ川下流域で従来から玢岩（根本ほか、1933）とされていた岩石のみである。この岩石は今回の調査で、むしろ玄武岩に近い岩質であることが明らかになったので、玄武岩質岩石として記述する。

この地域の玄武岩質岩石は、岩脈・岩床あるいは溶岩として産し、一部にハイアロクラスタイトをともなっている。また、侵入岩でもいわゆる侵入角礫岩様の岩相をともなっているところも認められる。

玄武岩質岩石の活動時期は、同岩石が歴舟緑色凝灰岩層の下半部を構成していることから、中新世初期と考えられる。

Ⅴ・1・1 歴舟川岩体

この岩体には脈岩状の粗粒玄武岩・ハイアロクラスタイト・溶岩などの産状のものがみられるが、これらの詳細な関係は、露頭が限られているため明らかでない。鏡下の観察は次のとおりである。

粗粒玄武岩：斜長石・単斜輝石の珪晶をふくむ。単斜輝石の多くは、モンモリロン石によって置換されている。石基はサブオフィティックあるいはハイアロオフィティック組織を示す。長柱状斜長石・粒状単斜輝石のほか磁鉄鉱粒を含む。初生のガラスは若干残されているが、大部分はモンモリロン石化を受けている。また、方解石を多く含む部分も認められる。

ハイアロクラスタイト：水冷破碎岩の産状を示す部分の岩片は、初生的にはインターグラニューラー組織をもっていた玄武岩と思われる。全体的に強い変質を受

け、輝石は残されておらず、白チタン石・チタン鉄鈦、その他の微細な粘土鉱物に変えられている。このような岩片の間を充填している基質は、微細なスフェルライト質石英の集合体や微細な緑泥石、および方解石などからなっている。赤色を呈する岩片も認められるが、岩質は基本的には上記の岩石と同じである。また、やや粗粒なサブオフィティック組織を示すものや、細粒の流理構造が発達した岩片も含まれている。

玄武岩質溶岩：斑状構造を示すが、斑晶のすべては、方解石やモンモリロン石に置換されている。石基には柱状斜長石の流理構造が顕著であるが、有色鉱物の大半はモンモリロン石化していて、わずかに細粒のものが認められるに過ぎない。石基部はさらに微細な石英・緑泥石・沸石などにより不規則に交代されており、また方解石および針状の角閃石様鉱物が形成されている。

V・1・2 中ノ川岩体

この岩体には、玄武岩質溶岩と水冷破碎岩と思われる岩相がある。

玄武岩質溶岩：斜長石の集斑晶をふくみ、石基は弱い流理構造を示し、部分的にハイアロオフィティックあるいは、サブオフィティック様の組織が認められる。しかし、単斜輝石の大半はモンモリロン石や方解石に置換されている。さらに、ガラスの大部分もモンモリロン石化を受け、初生のものがごくわずかに残されているに過ぎない。全体に磁鉄鈦粒が散点している。

ハイアロクラスタイト：ハイアロクラスタイトと思われる岩相のものは、粗粒玄武岩質組織を示す岩片を多量に含んでいる部分が認められ、また、0.5～2 mm ほどの斜長石斑晶を多量に含んでいる部分も認められる。いずれの岩相も、輝石の大半は緑泥石あるいはモンモリロン石に変化し、石基には白チタン石や方解石が形成されている。

VI 地質構造

VI・1 基盤岩類の地質構造（日高累層群および新第三系）

日高山脈の東側に分布する日高累層群は、ヌピナイ川中流を東西に走るヌピナイ断層（秋葉ほか、1975；紺谷、1978）と中ノ川上流～歴舟川中流にかけて NE-SW～NNE-SSW 方向に走る中の川断層（紺谷、1978）によって、地質構造上、北部地

域主部・北部地域南縁部・南部地域に3分されている(紺谷、1978)。すなわち、北部地域主部はNE-SW方向の褶曲構造が卓越し、南部地域はN-S~NNW-SSE方向の褶曲構造が卓越する。北部地域南縁部は、南北両地域の漸移帯的性格をもっている。

この図幅地域は北部地域主部と北部地域南縁部に属しているため、歴舟川以北ではNE-SW方向の褶曲構造が卓越し、中ノ川~スビナイ川流域ではN-S方向の褶曲構造が認められる。

図幅地域に発達する主な褶曲構造はヤオロマップ川中流域のNE-SW方向の背斜構造とその両側に発達する向斜構造であり、波長は約6kmである。これらのうち背斜構造と南東側の向斜構造はともに軸面が南東側に倒れた等斜褶曲である。これらの大波長の褶曲のほか、中ノ川・スビナイ川流域およびボンヤオロマップ川上流域に、波長約2kmの小規模な褶曲が発達している。

断層系には、NNE-SSW方向の中の川断層とE-W方向の断層系、およびE-W方向の断層系を切るN-S方向の断層系が発達する。このN-S方向の断層系の中で、日高累層群の分布東限を画す広尾断層が最も顕著である。

この図幅地域の新第三系は、大樹・上豊似両図幅地域に広く発達しているものの北方延長部であって、その分布北限にあたる。広域的な新第三系の一般走向をみると、大樹・上豊似両図幅地域ではNNW-SSE~N-S方向が卓越し、断層による構造の乱れはほとんどない。しかし、この図幅地域では断層による地層の転位、右に大きく屈曲する褶曲軸など構造的に乱れている。

褶曲構造は歴舟川相川橋上流域・スビナイ川流域・歴舟川下流域などにみられる。相川橋上流1.3km付近で、新第三系の下部層が軸部に分布する背斜構造は、この地域の新第三系の主要構造の1つである。能美内西方から南の中ノ川流域にかけて分布する玄武岩質岩石、歴舟緑色凝灰岩層およびペルプネ層は、分布の東西両側が断層で切られているが、基本的には新第三系を变形させた主要な背斜構造のひとつと推定される。

これらの褶曲構造は、スビナイ川流域および歴舟川下流右岸では、褶曲軸はN-S~NNW-SSE方向を示し、中ノ川から歴舟川中流域にかけての褶曲構造はNE-SW方向を示している。

Ⅵ・2 第四紀における構造運動と地史

日高山脈の上昇と古期扇状地の形成

日高山脈からその東麓にかけての地域では、前期更新世末から中期更新世にかけて、新しい構造運動が展開された。すなわち、南部日高山脈の激しい上昇運動によって生産された膨大な礫は、沈降を続けていた十勝構造盆地を西ないし南から埋積した。このことは厚層の光地園礫層の分布から推定することができる。また、この時期の歴舟川およびその支流は、中央部十勝に向けて北流していたと推定される。さらに引き続いた日高山脈の上昇は、札内川流域・歴舟川流域で顕著であり、その結果幕別扇状地の形成をみることになる。

南部十勝の十勝構造盆地からの分離とピラオトリ湿原群の形成

日高山脈の主たる上昇地域が、南部から中部地域へ移動し、さらに活平―尾田を結ぶ十勝中央構造帯（十勝団体研究会、1978）の上昇運動も加わって、それまで北流していた古歴舟川は、当縁川に上流部がカットされ、直接太平洋に注ぐようになった。

このようにして、南部十勝地域は十勝構造盆地から切り離された。その後の歴舟川および各支流の激しい下刻によって、朝日面や拓北面などの中位段丘が形成された。

その後、温暖な気候の回復と海水準の上昇にともない、日高山脈山麓部と平野部の境界付近や、広尾海岸から十勝太海岸に至る太平洋岸の低地に、湿原群が形成され、泥炭を主体とするピラオトリ層が堆積した。

日高山脈中・北部の上昇と最終氷期

最終氷期のウルムⅠ亜氷期頃、ルベツネ山―コイカクシュサツナイ岳を中心とする日高山脈中部地域に激しい浮き上がりがおこり、南部十勝では山麓部より南東方向の太平洋岸にむけて、新期扇状地礫層の忠類礫層が形成された。最終氷期中～後期には、日高山脈の上昇運動の中心は中部から北部へ移動し、忠類礫層を侵食しながら、南東に傾く尾田面や石坂面などの段丘地形が次々と形成された。

一方、幕別扇状地北側では、忠類礫層堆積の末期頃に、すでに形成されていた札内川一途別川間の構造谷を急激に埋積して、上札内Ⅰ礫層が堆積した。上札内Ⅰ礫層堆積後は、顕著な堆積地形の発達はみられず、上札内Ⅱa面・上札内Ⅱb面は光地園礫層や上札内Ⅰ礫層を侵食して形成された削剥面である。

この時期を通じて、十勝平野の全域にわたって、各地形面上には、Op-3、Ssfa、Op-2、Op-1、Spfa 1、En-a などの降下火砕堆積物によるインボリューション、礫の立ち上がりにみられる構造土、あるいは内陸古砂丘の形成などの周氷河現象が各地

で観察される。このようなことから、当時の十勝平野が寒冷気候の支配下にあったことは明らかである（野川ほか、1972; 1978）。

Ⅶ 応用地質

歴舟川流域でかつて砂金を産出したと伝えられているが、詳しい記録は残されていない。そのほかは、特に地下資源としてみるべきものはない。

文 献

- 秋葉 力・木崎甲子郎・宮坂省吾・紺谷吉弘（1975） 5万分の1地質図幅および同説明書「上豊似」、北海道立地下資源調査所。
———・古川 昭・田中申明（1978）光地園面の白粘土、地研専報、No. 22, p. 308-311.
- 長谷川 潔・小山内 熙・鈴木 守・松下勝秀（1961）北海道中軸帯の先エゾ層群 — 地層区分の提案 — 地下資源調査所報告、No. 25, p. 108-114.
- 橋本誠二（1954） 5万分の1地質図幅および同説明書「御影」、北海道立地下資源調査所。
———・武田裕幸（1960） 5万分の1地質図幅および同説明書「広尾」、北海道開発庁。
- 橋本 亘（1955）十勝支庁管内の地質及び地下資源、十勝総合開発促進期成会。
北海道開発局（1971）営農用深層地下水調査（南十勝地区）。
- 星野フサ・小坂利幸（1978）鮮新統・更新統の花粉分析、地研専報、No. 22, p. 275-293.
- 藤山広武・田沼 穰（1972）十勝平野に分布する内陸古砂丘の¹⁴C年代、地球科学、Vol. 26, No. 3, p. 136-137.
- 藤山広武・近堂祐弘・田中 実・高倉裕一・川名淳二・伊藤建夫・大槻日出男（1978）上似平の地形と地質、帯広市教育委員会。
- 今井敏信（1964）十勝平野の地形発達史、東北地理、Vol. 16, No. 1, p. 29-34.

- 管野三郎・赤津邦夫（1972） 北海道広尾郡大樹町付近の第三系、国立科学博物館
 専報、No. 5, p. 227-237.
- 北川芳男・近堂祐弘・松野 正・佐久間敏雄（1963） 北海道に発達した古赤色土
 （風化殻）について、北海道土木試験所月報、No. 115, p. 1-10.
- 木村方一・藤山広武・近堂祐弘・近藤鍊三・佐瀬 隆・大槻日出男（1972） 十勝
 平野の内陸に分布する古砂丘について（第Ⅱ報）、第四紀研究、Vol. 11, No.
 4, p. 161-170.
- 木村方一・近堂祐弘・近藤鍊三・藤山広武・田中 実・大槻日出男・佐瀬 隆・田
 沼 穰・佐々木誠一（1978） 十勝平野の古砂丘、地団研専報、No. 22, p.
 312-333.
- 近堂祐弘・近藤鍊三（1975） 恵庭 a 古砂丘の古土壌の ^{14}C 年代、地球科学、Vol.
 29, No. 2, p. 100-101.
- 紺谷吉弘（1972, MS） 広尾大樹地域の日高累層群の地質学的研究、北大理学部理
 学研究科修士論文、M. 73.
- （1978） 日高山脈東側の日高累層群について — その 1 —, 地質学雑誌、
 Vol. 84, p. 1-14.
- ・酒井 彰（1978） 日高累層群の諸問題、地団研専報、No. 21, p. 9-
 26.
- 小坂利幸・松井 愈・木村方一・紺谷吉弘・野川 潔・春日井 昭・近藤鍊三・藤
 山広武（1979） 地域地質研究報告 5 万分の 1 図幅および同説明書、大正地域の地
 質、地質調査所.
- 松井 愈・松沢逸巳・山口昇一（1970） 十勝平野の前期洪積統 — 長流枝内層に
 ついて —、第四紀研究、Vol. 9, No. 3/4, p. 123-127.
- ・小坂利幸・笹島征士郎・秋葉 力・春日井昭（1973） 大樹地域の地形
 および地質 — 南十勝の地形発達史およびピラオトリ層について —、地質調
 査所北海道支所調査研究報告会演旨録、No. 24, p. 23-30.
- ・佐藤博之・小坂利幸・宮坂省吾・笹島征士郎・秋葉 力・右谷征靖・春
 日井 昭（1974） 地域地質研究報告 5 万分の 1 図幅および同説明書、大樹地
 域の地質、地質調査所.
- 宮坂省吾（1970, MS） 十勝南部新第三系の堆積学的研究とその構造発達史、北大

理学部理学研究科修士論文、M. 64.

- ・菊池昂哉（1978・a）新第三紀における日高変成帯の上昇運動、地団研専報、No. 21, p. 139-153.
- ・松井 愈・山口昇一（1978・b）十勝平野の基盤の構造、地団研専報、No. 22, p. 90-95.
- 三谷勝利（1964）北海道主部における鮮新世の層序と造盆地運動について、地下資源調査所報告、No. 32, p. 1-38. 北海道立地下資源調査所.
- 根本忠寛・佐々保雄（1933）大樹図幅および同説明書、北海道調査会報告、No. 3.
- 野川 潔・小坂利幸・松井 愈（1972）十勝平野における後期洪積世の周水河現象とその層準（第1報）、第四紀研究、Vol. 11, No. 1, p. 1-12.
- 野川 潔・小坂利幸・松井 愈・松沢逸巳・木村方一（1978）十勝平野における周水河現象、地団研専報、No. 22, p. 215-229.
- 岡村要蔵（1911）十勝国広尾郡及び河西郡地方調査報告、鉱物調査報告、No. 5, P. 105-124.
- 岡 孝雄（1976・a）十勝平野の鮮新・洪積統について（その1）。地質学雑誌、Vol. 82, p. 241-258.
- （1976・b）十勝平野の鮮新・洪積統について（その2）。地下資源調査所報告。No. 48, p. 1-19.
- 鬼塚 貞（1962）北海道十勝平野地域の石油地質学的研究、石油技術協会誌、Vol. 27, No. 6, p. 383-406.
- 酒匂純俊・木崎甲子郎・松下勝秀・中添 亮（1963）5万分の1地質図幅および同説明書「札内川上流」、北海道立地下資源調査所.
- 十勝団体研究会（1965）十勝平野の第四系、郷土の科学、No. 48, p. 23-36.
- （1968）十勝平野の第四系（第Ⅱ報）、第四紀研究、Vol. 7, p. 1-14.
- （1971）ナウマン象化石産出地点付近の地質概要および化石包含層の特性、北海道開拓記念館研究報告、No. 1, p. 16-26.
- （1972）北海道大樹町相保島におけるオレンジ降下軽石堆積物（Op）の¹⁴C年代、地球科学、Vol. 26, No. 6, p. 261-262.
- （1973）北海道大樹町ホロカヤントウ沼付近の泥炭層の¹⁴C年代、

地球科学、Vol. 27, No. 6, p. 256-258.

——— (1978) 十勝平野、地団研専報、No. 22.

山口昇一 (1966) 北海道東部“豊頭—北見帯”の新第三系(第1報)、地質調査所月報、Vol. 17, p. 1-9.

——— (1970) 豊頭丘陵北部地域の地質層序について、地質調査所北海道支所調査研究報告会演旨録、No. 21, p. 47-55.

———・松井 愈・松沢逸巳・春日井 昭・田中 実・小林保彦 (1973) 長流枝内層について、地質調査所北海道支所調査研究報告会演旨録、No. 24, p. 17-21.

———・松井 愈・宮坂省吾・松沢逸巳 (1978) 鮮新—下部更新統、十勝累層群、地団研専報、No. 22, p. 7-15.

EXPLANATORY TEXT
OF THE
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN

Scale 1 : 50,000

KAMISATSUNAI
(KUSHIRO - 58)

By

Katsuhide MATSUSHITA Toshiyuki KOSAKA,
Yoshihiro KONTANI & Seigo MIYASAKA

Résumé

The mapped area between latitude $42^{\circ}30'$ — $42^{\circ}40'$ N and longitude $143^{\circ}00'$ — $143^{\circ}15'$ E is situated at the eastern foot of the Hidaka Mountains in Hokkaido.

TOPOGRAPHY

The area covered by this sheet is divided into three sub-areas: (1) Mountainous subarea, on the eastern slope of the Hidaka Mountains, (2) Hilly subarea, at the eastern foot of the mountains, and (3) Plateau subarea.

The height of the mountainous subarea ranges approximately from 400 to 1,000 meters above sea level. Topographic features in this subarea is generally characterized by a steep slope. The hilly subarea with ridges having a constant height attains about 400 meters high. Many fans and terraces develop within the plateau subarea. Topographic planes in the mapped area is divided into nine planes as follows:

Taiki Plane	. Nakasatsunai Plane
Ishizaka Plane	. Kamisatsunai II b Plane
Oda Plane	. Kamisatsunai II a Plane
Chūruī Plane	. Kamisatsunai I Plane
Takuhoku Plane	
Asahi Plane	
Kamisarabetsu Plane I	
Makubetsu Fan	
Kōchien Plane	

GEOLOGY

In the most part of the area, Pre-Cretaceous and Neogene sedimentary and volcanic rocks and Quaternary unconsolidated deposits are distributed.

The Pre-Cretaceous Yaoromappu Formation belonging to the Hidaka Super Group is made up mainly of sandstone, slate and their graded alternation with minor amounts of interbedded conglomerate, white tuff, and basic tuff.

The Neogene sequence is composed of the Rekifune "Green-Tuff" Formation, the Nupinai Group, the Taiki Group and the Osarushinai Formation in ascending order.

The Rekifune "Green-Tuff" Formation is characterized by the presence of green colored tuffs with igneous rocks at its bottom. The Nupinai Group is divided into the following formations in ascending order: the Perupune Formation which consists of conglomerate and sandstone, the Hikitagawa Formation which is composed mainly of sandstone, and the Nupinai Formation which is characterized by sandy silt stone. The Taiki Group is also divided into the following three formations in ascending order: the Odamura Formation which consists mainly of hard shale, the Toyonigawa Formation which is com-

posed of conglomerate and sandstone, and the Taiki Formation which is made up almost entirely of silt stone. The Osarushinai Formation of the uppermost Neogene consists chiefly of clay, sand and gravel deposits, and is widely distributed as a basement of which is overlain by the Quaternary sediments.

The Quaternary deposits are composed of sand and gravel beds and Biraotori Formation, and form various kinds of topographic Planes of the Pleistocene. The Holocene alluvium appears in a limited area. The thicker deposits include the Kōchien, Makubetsu, Chūruī, and Kamisatsunai I Gravel Beds from older to younger. All of the gravels correspond to the fan and fan-surface deposits. The deposits of the other planes are mostly observed as a thin bed. The Biraotori Formation consisting mainly of gravel, sand, silt, and muddy coal is of the late Pleistocene.

ECONOMIC GEOLOGY

No workable metallic ore has been found in this investigated area.

5万分の1地質図幅説明書
(上 札 内)

昭和54年6月30日(1979)発行

北海道立地下資源調査所

〒060 札幌市北区北18条西12丁目

Tel (011) 742-2211(代)

.....
印刷所 千葉タイプ商会

札幌市豊平区豊平8条8丁目81

GEOLOGICAL SURVEY OF HOKKAIDO
SUMITOSHI SAKOH, DIRECTOR

EXPLANATORY TEXT
OF THE
GEOLOGICAL MAP OF JAPAN
SCALE 1 : 50,000

KAMISATSUNAI
(KUSHIRO - 58)

BY
Katsuhide MATSUSHITA, Toshiyuki KOSAKA
Yoshihiro KONTANI & Seigo MIYASAKA

SAPPORO, HOKKAIDO

1 9 7 9